

LS

2802

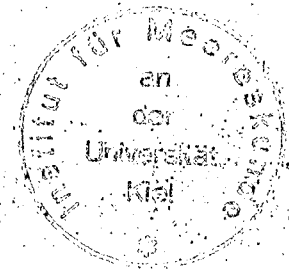
2. Ex.

BERICHTE  
aus dem  
**INSTITUT FÜR MEERESKUNDE**  
an der  
**CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT · KIEL**

**Nr. 99**

**Über den Monsunresponse  
der Zirkulation  
im westlichen äquatorialen Indischen Ozean**

von  
**DETLEF QUADFASEL**



Pres. Ex.

DOI 10.3289/IFM-BER-99

BERICHTE  
AUS DEM  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE  
AN DER  
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT KIEL

Nr. 99

ÜBER DEN MONSUNRESPONSE DER ZIRKULATION IM  
WESTLICHEN ÄQUATORIALEN INDISCHEN OZEAN

VON

DETLEF QUADFASEL

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden von:  
Institut für Meereskunde an der Universität Kiel  
Abt. Theoretische Ozeanographie  
23/Kiel  
Düsternbrooker Weg 20

ISSN 0341-8561

## Zusammenfassung

Über die Dynamik des Somalistroms im westlichen Indischen Ozean liegen im Vergleich zu den westlichen Randströmen der anderen beiden Ozeane bisher die geringsten Kenntnisse vor. Mit dem wechselnden Windfeld der Monsune kehrt er zweimal im Jahr seine Richtung um und zeigt damit die größte Variabilität in der großräumigen Zirkulation der Weltozeane. Seine Umkehr mit dem Einsatz des Südwestmonsuns ist der wohl dramatischste Response des Meeres auf ein sich änderndes Windfeld. In historischer Sicht war dabei bisher angenommen worden, daß diese Umkehr innerhalb weniger Wochen nach dem Monsuneinsatz stattfindet und der Somalistrom dann als kontinuierlicher Randstrom von südlich des Äquators bis zur Nordspitze Somalias fließt.

In der vorliegenden Arbeit wird der Response des Somalistroms auf das wechselnde Windfeld, insbesondere auf den Einsatz des SW-Monsuns untersucht, und die räumlichen und zeitlichen Skalen der Stromumkehr werden bestimmt. Anhand des jetzt vorliegenden Beobachtungsmaterials kann gezeigt werden, daß das historische Bild von der Zirkulation stark vereinfacht ist und sich der Somalistrom stattdessen in einzelnen, klar voneinander zu trennenden Schritten entwickelt. Einzelne Phasen dieser Entwicklung waren zum Teil schon vorher bekannt, konnten aber bisher nicht zu einem konsistenten Bild zusammengefügt werden.

Zunächst wird ein kurzer historischer Abriß der Entwicklung der Forschung im westlichen Indischen Ozean gegeben. Hier wird insbesondere das Wechselspiel zwischen den Ergebnissen von Feldexperimenten und denen theoretischer Modelluntersuchungen dargestellt. Seit Ende der sechziger Jahre stand dabei die Frage im Vordergrund, ob der Somalistrom lokal erzeugt wird oder ob die beobachteten Stromumkehrungen auf Fernwirkung zurückzuführen sind. Diese Frage kann in dieser Arbeit

## II

erstmalig für die einzelnen Schritte der Zirkulationsentwicklung beantwortet werden.

An Beobachtungsmaterial stehen dazu zwei Datensätze zur Verfügung. Zum einen sind dies historische, zu monatlichen Mittelwerten zusammengefaßte hydrographische Beobachtungen. Diese werden herangezogen, um die Schwankungen der oberflächennahen Zirkulation mit Perioden von einem halben und einem Jahr zu untersuchen. Der zweite Datensatz besteht aus absoluten Strommessungen und hydrographischen Beobachtungen aus dem Indischen Ozean Experiment (INDEX), das vom März bis September 1979 im westlichen äquatorialen Indischen Ozean durchgeführt wurde. Dieser ermöglicht eine detaillierte Untersuchung des Somalistromresponses auf den Einsatz des SW-Monsuns.

In der Analyse der historischen, hydrographischen Daten kann erstmalig gezeigt werden, daß sich der Somalistrom in Response zu den Monsuneinsätzen nördlich und südlich von  $5^{\circ}$  N völlig unterschiedlich entwickelt. Im äquatorialen Bereich folgt der Somalistrom dem lokalen Windfeld unmittelbar, im Norden dagegen fließt er nur während des voll entwickelten NE-Monsuns nach Süden. Die Schwankungen der Sprungschichttopographie mit Halbjahresperiode, die zusammen mit denen der Jahresperiode 90% der Varianz ausmachen, kann mit zonalen Winden am Äquator während der Monsunzwischenphasen in Zusammenhang gebracht werden. Ergebnisse einer früheren Untersuchung (Wyrtki, 1973) werden dabei erweitert und zum Teil richtiggestellt.

Im Hauptteil dieser Arbeit wird der Response des Somalistroms auf den Einsatz des Südwestmonsuns während INDEX 1979 untersucht. Die Entwicklung der Zirkulation mit dem Übergang vom NE-Monsun zum SW-Monsun geht dabei in vier Schritten vor sich, die eng mit der Entwicklung des Windfeldes verknüpft sind. Es kann gezeigt werden, daß die einzelnen Schritte der Zirkulationsentwicklung durch schnelle Veränderungen innerhalb von



nur 10 Tagen gekennzeichnet sind. Dazwischen liegen Phasen von mehreren Wochen Dauer, in denen sich die Zirkulation nur wenig ändert. Das Stromsystem ist dabei, mit Ausnahme des grossen Wirbels im nördlichen Somalibecken, auf die oberen 100 m bis 200 m beschränkt.

Phase 1: Bereits im März, zwei Monate vor dem Einsatz des SW-Monsuns, dreht der Wind vor der Somaliküste von NE auf E und der Somalistrom nördlich von  $5^{\circ}$  N kehrt seine Richtung um. Obwohl diese frühe Stromumkehr bereits in lange verfügbaren Schiffsdriftatlanten zu erkennen ist, wurde sie doch in der ozeanographischen Literatur nicht beachtet. Es wird gezeigt, daß diese Umkehr eine direkte Folge der Verteilung der Rotation des Windfeldes ist.

Phase 2: Mit dem ersten Einsatz des SW-Monsuns im Mai kehrt sich der Somalistrom im äquatorialen Bereich um, löst sich aber bei  $3-4^{\circ}$  N von der Küste. Dort entsteht starker Auftrieb. Durch einen Vergleich dieser Beobachtungen mit verschiedenen Responsemodellen kann gezeigt werden, daß der Ostafrikanische Küstenstrom als barokliner Trägheitsjet den Äquator überquert und damit die Stromumkehr im südlichen Teil des Somalistroms bewirkt. Damit wird die frühere Auffassung von der Erzeugung des Somalistroms durch den lokalen Wind widerlegt.

Phase 3: Unmittelbar nach dem zweiten Einsatz des Monsuns im Juni, der durch eine starke Zunahme der Windgeschwindigkeit gekennzeichnet ist, verdoppelt sich der Transport im südlichen Teil des Somalistroms. Diese Zunahme des Transports kann auf die direkte Beschleunigung durch den Wind zurückgeführt werden. Eine solche Zwei-Stufen-Entwicklung des Somalistroms am Äquator war zuvor noch nie beobachtet worden. Zur gleichen Zeit baut sich der antizyklonische Wirbel im nördlichen Somalibecken auf. Dieser reicht bis in eine Tiefe von etwa 1000 m. Erstmals kann gezeigt werden, daß dieser durch die antizyklonale Rotation des Windfeldes lokal in der Form von baroklinen Rossbywellen

len erzeugt wird, die sich mit einer Phasengeschwindigkeit von etwa 5 cm/s nach Westen auf die Küste zu ausbreiten. Damit sind frühere Modellvorstellungen widerlegt, die davon ausgehen, daß sich der Somaliwirbel am Äquator entwickelt und dann nördwärts in seine Position driftet.

Phase 4: Im späten August wandert die bei  $4^{\circ}$  N gelegene Zunge kalten Auftriebswassers nach Norden bis  $10^{\circ}$  N. Anschließend fließt der Somalistrom als kontinuierlicher Randstrom von südlich des Äquators bis an die Nordspitze Somalias. Dies ist das klassische Bild der Zirkulation im SW-Monsun. Die Ursache für den Zusammenbruch des Zwei-Wirbel-Systems ist noch unklar.

Über die Zirkulation in mittleren Tiefen des westlichen Indischen Ozeans lagen bisher so gut wie keine Kenntnisse vor. Mit Hilfe der absoluten Strommessungen wird hier erstmals die Existenz eines Unterstroms vor Ostafrika unterhalb von 400 m Tiefe nachgewiesen. Dieser überquert den Äquator und trägt zum Meridionaltransport von salzreichem Wasser aus dem Norden des Indischen Ozeans in die südliche Hemisphäre entscheidend bei. Weiter im Norden liegt ein weiterer, wenn auch flacherer Unterstrom vor, dessen Struktur und Variabilität erstmals dargestellt werden kann. Seine Existenz bereits vor dem Monsuneinsatz läßt vermuten, daß er nicht durch den Küstenauftrieb vor Somalia im SW-Monsun erzeugt wird.

Weiter von der Küste entfernt wird die Existenz mesoskaliger, antizyklonischer Wirbel nachgewiesen, die zum Teil die komplizierte Wassermassenstruktur des nördlichen Somalibeckens mit hervorrufen.

Mit Hilfe der verankerten Strommeßgeräte wird die Existenz barotroper Wellen mit Perioden von 30 und 60 Tagen nachgewiesen, die vom Monsuneinsatz und der damit verbundenen Veränderung der oberflächennahen Zirkulation nicht beeinflußt zu sein scheinen. Die Stromschwankungen mit 60 Tagen Periode

## Summary

The development of the circulation in the western Indian Ocean in response to the seasonally varying monsoonal windfield is analyzed. Based on historical hydrographic data the mean climatological evolution of the near surface circulation is estimated. The response of the Somali Current to the onset of the SW-monsoon is then studied in detail, using absolute current measurements and hydrographic observations obtained during the Indian Ocean Experiment 1979. The results are interpreted and compared with theoretical model investigations of oceanic responses, available in the literature.

The Somali Current develops differently north and south of  $4^{\circ}\text{N}$ . After the first, directional onset of the SW-monsoon the East African Coastal Current pushes across the equator as a baroclinic inertial jet. Near  $3^{\circ}\text{N}$  it veers offshore, causing strong upwelling to develop near  $4^{\circ}\text{N}$ . After the final, large-scale onset of the monsoon which is characterized by a rapid increase in wind speeds, the near surface mass transports in this southern branch of the Somali Current almost double. Simultaneously to this, the northern anticyclonic eddy spins up in the form of baroclinic Rossby-waves which propagate towards the coast with a phase speed of a few cm/s. During the late SW-monsoon the southern upwelling wedge, separating the two gyres, advects northward and the Somali Current flows as continuous boundary current all along the Somali Coast. This corresponds to the classical picture of the Somali Current during the fully developed SW-monsoon.

Two near coastal undercurrents were discovered at intermediate depths. The northern one flows from  $8^{\circ}\text{N}$  to  $4^{\circ}\text{N}$  between 150 and 400 m depth before and during the early part of the SW-monsoon. The southern undercurrent lies below 300 m depth and carries high salinity waters from the northern into the southern hemisphere. This flow was found to exist during April and early May.

Measurements with moored instrumentation reveal energetic fluctuations at periods of 60 and 30 days. These can be interpreted as westward propagating barotropic Rossby-waves and southwestward propagating shelf waves, respectively.

Gliederung

	Seite
1. <u>Einleitung</u>	1
2. <u>Meteorologie des Monsuns</u>	5
2.1    Der Jahresgang des Windfeldes	5
2.2    Der Einsatz des SW-Monsuns	7
2.3    Die Entwicklung des Windfeldes während INDEX 1979	10
3. <u>Historischer Rückblick auf die Forschung         im Indischen Ozean</u>	13
3.1    Das Bild der Zirkulation im westlichen Indischen Ozean vor der IIOE 1960-1965	13
a)    Stromkarten aus Besteckversetzungen	13
b)    Das äquatoriale Stromsystem	14
3.2    Der Somalistrom	17
3.2.1   Der Somalistrom während des voll entwickel- ten Südwestmonsuns	17
3.2.2   Das Einsetzen des Somalistroms mit dem SW-Monsun	22
a)    Erste Modellvorstellungen	22
b)    Beobachtungen des Somalistrom-Responses	22
3.2.3   Mehrfache Wirbelstruktur	24
a)    Erste Hinweise auf eine Mehrwirbel- struktur	24
b)    Modellrechnungen	25
c)    Beobachtungen in der Vorphase von INDEX	26
3.2.4   Das Abklingen des Somalistroms mit dem Ende des SW-Monsuns und Start des NE-Monsuns	30

4.	<u>Schwankungen der oberflächennahen Zirkulation mit Perioden von einem und einem halben Jahr: Eine Analyse anhand der Topographie der 20° C-Isotherme</u>	32
4.1	Aufbereitung der Daten und Abschätzung der Fehler	35
	a) Datenquellen	35
	b) Datenreduktion	35
	c) Fehlerabschätzung	36
4.2	Monatskarten der 20° C-Isothermentopographie- die mittlere Zirkulation	39
4.3	Schwankungen mit Jahresperiode	42
4.3.1	Ergebnisse der Fourieranalyse	42
4.3.2	Jahresgang von Strömungen und Transporten	43
	a) Der Südäquatorialstrom	45
	b) Der Ostafrikanische Küstenstrom	46
	c) Der Somalistrom	47
4.4	Schwankungen mit einer Periode von sechs Monaten	48
4.4.1	Vergleich mit Wyrtkis (1973) Resultaten	48
4.4.2	Modellrechnungen zum Wyrtki-Jet	51
4.4.3	Interpretation der Schwankung mit sechs Monaten Periode	52
	a) Das Anheben der Sprungschicht im Früh- jahr und Herbst	53
	b) Das Absinken der Sprungschicht im Som- mer und Winter	54

5.	<u>Das Einsetzen des Somaliströms mit dem Südwestmonsun während des Indischen Ozean Experiments 1979</u>	56
5.1	Das Experiment	56
5.1.1	Meßtechnische Aspekte des Experiments	58
	a) Hydrographie	58
	b) Stromprofile	59
	c) Verankerte Geräte	60
5.2	Die Entwicklung der Zirkulation vor der ostafrikanischen Küste - Absolute Strommessungen	62
5.2.1.	Zur Darstellung der Strommessungen	62
	a) Stromprofile	62
	b) Messungen mit verankerten Geräten	64
5.2.2	Die Zirkulation nach dem Abklingen des NE-Monsuns im März-April	65
	a) Oberflächennahe Zirkulation vor Somalia, nördlich von $5^{\circ}$ N	65
	b) Der nördliche Unterstrom	68
	c) Der Randstrom bei $2^{\circ}$ N	68
	d) Der Ostafrikanische Küstenstrom bei $2^{\circ}$ S	69
	e) Der Zusammenhang von Windfeld und oberflächennaher Zirkulation	72
5.2.3	Die Zirkulation nach dem ersten Einsatz des Südwestmonsuns am 5. Mai	74
	a) Response der Temperaturen auf dem Schelf	74
	b) Ein nach Süden gerichteter Gegenstrom zum Somaliström	76
	c) Struktur des nördlichen Unterstroms	81
	d) Die Umkehr des Somaliströms bei $2^{\circ}$ N	82
	e) Der Ostafrikanische Küstenstrom bei $2^{\circ}$ S	83

	Seite
5.2.4 Modellinterpretationen des Somalistro- responses	84
a) Das Ablösen des Somalistroms von der Küste bei 4° N	85
b) Zeitliches Responseverhalten und Wassermassencharakteristik	86
c) Mögliche Auswirkungen von Lighthills Fernwirkungseffekt	87
5.2.5 Der Response des Somalistroms auf den zwei- ten Einsatz des SW-Monsuns am 10. Juni	89
a) Die Verstärkung des südlichen Wirbels	89
b) Räumliche Struktur des Nordwirbels	93
c) Zeitliches Responseverhalten des Nordwirbels	96
d) Die Tiefe des Responses	99
e) Modellinterpretationen	99
5.2.6 Der Zusammenbruch des Zwei-Wirbel-Systems und die Zirkulation im späten SW-Monsun	102
5.3 Verteilung der Wassermassen und Zirkulation in mittleren Tiefen	104
5.3.1 Temperatur-Salzgehalt-Eigenschaften der Wassermassen im westlichen Indischen Ozean	104
a) Salzreiche Zwischenwasser	105
b) Salzarme Zwischenwasser	107
c) Äquatoriales Wasser	108
5.3.2 Zur Wassermassenverteilung während des Monsuneinsatzes	109
5.3.3 Probleme bei der Darstellung horizontaler Wassermassenverteilungen	113
a) Advektion und langperiodische Wellen	113
b) Feinstrukturen	114

5.3.4	Zeitliche Entwicklung der Wassermassen- verteilung	116
a)	Westlicher Einstrom am Äquator	116
b)	Mesoskalige Wirbel im Somalibecken	119
c)	Der küstennahe Unterstrom am Äquator	123
6.	<u>Langperiodische Wellen</u>	128
6.1	Analysenmethoden	128
a)	Stationspaarmethode	128
b)	Richtungsspektren	129
6.2	Schwankungen mit einer Periode von 60 Tagen	130
a)	Phasenausbreitung und Energieverteilung	130
b)	Interpretation	134
6.3	Stromschwankungen mit 30 Tagen Periode	136
7.	<u>Schlußbemerkungen und Ausblick</u>	142
8.	<u>Literaturverzeichnis</u>	145



## 1. Einleitung

Im Vergleich zum Atlantik und Pazifik nimmt der nördliche Indische Ozean eine Sonderstellung ein, da sich das Windfeld über ihm zweimal pro Jahr umkehrt. Im Nordwinter bläst der Nordostmonsun, während im Nordsommer der Südwestmonsun das Windfeld beherrscht. Als Folge dieser Windumkehr ändert sich die Zirkulation in der nördlichen Hemisphäre des Indischen Ozeans völlig und sein westlicher Randstrom, der Somalistrom, wechselt seine Richtung in einem jährlichen Zyklus. Im NE-Monsun fließt der Somalistrom südwestwärts an der Somalikküste entlang. Im SW-Monsun reicht er als Verlängerung des Ostafrikanischen Küstenstroms von südlich des Äquators bis zur Nordostspitze Somalias. Oberflächennahe Geschwindigkeiten von 3-4 m/s und Transporte bis zu  $70 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  wurden im Somalistrom während des SW-Monsuns gemessen (Swallow und Bruce, 1966).

Diese einzigartigen Gegebenheiten machen den Indischen Ozean zu einem natürlichen "Laboratorium", in dem die Dynamik des Responses eines Ozeans auf ein wechselndes Windfeld untersucht werden kann. Bis vor wenigen Jahren war angenommen worden, daß die Stromumkehr innerhalb weniger Wochen nach dem Monsuneinsatz entlang der gesamten Somalikküste stattfindet. Neuere Untersuchungen (Bruce, 1973; Bruce et al., 1980; Swallow, 1980) zeigen jedoch, daß der Somalistrom, zumindest in der frühen Phase des SW-Monsuns, aus einem System zweier Wirbel bestehen kann, die durch ein Auftriebsgebiet bei  $4-6^\circ \text{ N}$  getrennt sind.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich vorwiegend mit der Frage, in welchen Raum- und Zeitskalen sich die großräumige Zirkulation im westlichen äquatorialen Indischen Ozean nach dem Einsatz der Monsune entwickelt. Insbesondere wird der Response des Somalistroms auf den Einsatz des SW-Monsuns unter-

sucht. An Beobachtungsmaterial stehen dafür historische hydrographische Daten zur Verfügung und die Messungen aus dem Indischen Ozean Experiment (INDEX), das während FGGE vom März bis September 1979 durchgeführt wurde (Swallow, 1980).

In Kapitel 2 wird zunächst ein kurzer Überblick über die jahreszeitliche Entwicklung des Windfeldes gegeben. Insbesondere wird der Übergang vom NE-Monsun zum SW-Monsun während INDEX 1979 dargestellt.

Das dritte Kapitel zeigt die Entwicklung der Forschung im westlichen Indischen Ozean bis zum Indischen Ozean Experiment 1979. Nach der Internationalen Indischen Ozean Expedition 1960-1965 (Wyrtki, 1971) kam es zu einer in der Ozeanographie nicht oft gegebenen fruchtbaren Wechselwirkung zwischen experimentellen und theoretischen Ozeanographen. Die Entwicklung der Kenntnisse über den Somalistrom aus Feldexperimenten und Modelluntersuchungen ist in diesem Kapitel dargestellt.

Bisher ist im westlichen Indischen Ozean noch kein umfassendes Feldexperiment durchgeführt worden, daß den gesamten Jahreszyklus der Zirkulation umfaßt. Wohl liegen Kenntnisse über die extremen Situationen während der voll entwickelten Monsune vor, die räumliche Verteilung der Stromschwankungen mit halb- und ganzjähriger Periode ist jedoch weitgehend unbekannt. In der Vorbereitung auf INDEX erschien es daher angebracht, die großräumigen Amplituden- und Phasenverteilungen dieser langperiodischen Stromschwankungen zu untersuchen, um eventuelle Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Stromsystemen im westlichen Indischen Ozean abzuschätzen.

Im vierten Kapitel werden dazu alle verfügbaren hydrographischen Daten zu monatlichen Mittelwerten zusammengefaßt und aus der Topographie der Sprungschicht die klimatologisch-mittlere Entwicklung der Zirkulation bestimmt.

Im fünften Kapitel, das den Kern dieser Arbeit bildet, sind die Ergebnisse des Indischen Ozean Experiments 1979 dargestellt. Vorwiegend aus absoluten Strommessungen mit verankerten Geräten und mit von Schiffen aus eingesetzten Stromprofilmeßgeräten wird die Entwicklung des Somalistroms während des Übergangs vom NE-Monsun zum SW-Monsun beschrieben und im Zusammenhang mit den Veränderungen des Windfeldes diskutiert.

Dabei zeigt sich, daß sich die Umkehr des Somalistroms zwischen März und August in vier Schritten vollzieht. Die Veränderungen sind dabei durch relativ kurze Zeitskalen von 10 Tagen oder weniger gekennzeichnet, zwischen denen dann stabile Phasen der Zirkulation von mehreren Wochen Länge liegen. Diese einzelnen Schritte der Zirkulationsentwicklung werden jeweils mit Ergebnissen bestehender Modellrechnungen verglichen. Insbesondere wird untersucht, welche dieser Schritte durch das lokale Windfeld und welche durch Fernwirkung hervorgerufen werden.

Ein Teil der hier benutzten Stromprofilmessungen am Äquator, vor und direkt nach dem Monsuneinsatz, ist von A. Leetmaa durchgeführt worden. Sie sind bereits in einer separaten Publikation zur Veröffentlichung eingereicht worden (Leetmaa, Quadfasel und Wilson, 1981), werden aber hier der Vollständigkeit halber mit aufgeführt.

Im sechsten Kapitel werden schließlich langperiodische Stromschwankungen mit Perioden von einem und zwei Monaten untersucht, die mit Hilfe der verankerten Geräte während INDEX erfaßt wurden.

Eine topographische Karte des westlichen Indischen Ozeans ist in Abb. 1.1 dargestellt. Sie enthält Ortsnamen und Bezeichnungen gewisser Küstenkonfigurationen sowie Namen bodentopographischer Erhebungen, die im Verlauf dieser Arbeit immer wieder erwähnt werden.



Abb. 1.1.: Topographische Karte des westlichen Indischen Ozeans. Tiefenangaben in Metern. Die gezeigten Isobathen sind 200, 1000, 2000, 3000, 4000 und 5000 m. (aus Dietrich und Ulrich, 1968)

## 2. Meteorologie des Monsuns

Unter dem Monsun (arabisch: "mausim" = Jahreszeit) versteht man im allgemeinen die zweimal im Jahr auftretende Umkehr der vorherrschenden Winde über dem nördlichen Teil des Indischen Ozeans. Die Umkehr ist hauptsächlich eine Konsequenz der geographischen Verteilung und unterschiedlichen Wärmekapazität von Land und Wasser, mit dem asiatischen Kontinent im Norden und dem Indischen Ozean im Süden. Der Monsun wird hervorgerufen durch die unterschiedliche Erwärmung von Kontinent und Ozean, eine Konsequenz des Jahresganges der Deklination der Sonne.

### 2.1 Der Jahresgang des Windfeldes

Im Nordwinter kühlt sich der Kontinent ab und es entsteht ein ausgeprägtes Hochdruckgebiet (Abb. 2.1). Die Ost-West Lage des Himalaya-Gebirges verhindert ein Abströmen der kalten Luftmassen aus dem Norden. Im Januar und Februar erreicht der Nordostmonsun vor der Küste Somalias seine größte Stärke. Der Großteil des Luftstroms fließt westwärts über den afrikanischen Kontinent ab, ein kleiner Teil gelangt jedoch auch südwärts, der afrikanischen Küste folgend, bis  $20^{\circ}$  S.

Im Südwestmonsun im Nordsommer entsteht durch die Erwärmung des asiatischen Kontinents ein kräftiges Tiefdruckgebiet (Abb. 2.1). Der Ursprung des Luftstroms liegt jetzt in dem Gebiet des E-Passats der südlichen Hemisphäre. Südlich des Äquators dreht die Windrichtung auf Süd, und, gelenkt vom ostafrikanischen Hochland, dreht vor Somalia weiter auf Südwest. Vor Sokotra werden im SW-Monsun maximale Geschwindigkeiten des Windes von über 25 m/s beobachtet.

Indlater (1971) zeigte, daß das Windfeld sowohl im NE-Monsun als auch im SW-Monsun durch einen Jet gekennzeichnet ist, der sich zwischen 1000 m und 2000 m Höhe an das afrikanische Hoch-



land anlehnt. Im SW-Monsun löst sich dieser Findlater-Jet bei  $9^{\circ}$  N von der Somaliküste und liegt dann über dem Arabischen Meer.

In den Phasen zwischen den Monsunperioden im April-Mai und im Oktober-November bestehen starke zonale Westwinde über dem zentralen äquatorialen Indischen Ozean (KNMI, 1952; Wunsch, 1977). Diese Westwinde haben einen starken Einfluß auf die äquatoriale Zirkulation.

Als Beispiel für den Jahresgang des Windes vor der afrikanischen Küste zeigt Abb. 2.2 Vektordiagramme des Windstressses für 1978. Fernandez-Partagas et al. (1980) erstellten quasi-synoptische Windkarten für Intervalle von drei Tagen, die auf meteorologischen Routinebeobachtungen an Bord von Handelsschiffen basieren. Diese Karten wurden anschließend in  $2^{\circ}$  Quadraten digitalisiert und aus den mittleren Windrichtungen und Geschwindigkeiten Zeitserien des Windstressses berechnet. Zur Berechnung wurde ein konstanter Schubspannungskoeffizient von  $c = 1.3 \times 10^{-3}$  benutzt.

Die eigentlichen Monsunphasen wechseln sich nicht unmittelbar ab, sondern dauern jeweils nur für vier bis fünf Monate an. In den Zwischenphasen, im März-April und im Oktober-November, hat der Wind nur geringe Geschwindigkeiten und ist vorwiegend zonal nach Westen gerichtet. Die Werte des Windstressses im SW-Monsun sind im nördlichen Somalibecken bei  $10^{\circ}$  N bis zu dreimal größer als die des NE-Monsuns und erreichen zum Teil  $5 \text{ dyn/cm}^2$ .

## 2.2 Der Einsatz des SW-Monsuns

Die zeitliche Entwicklung der Lage der  $20 \text{ kn}$ -Isotache während des Einsatzes des SW-Monsuns im Findlater-Jet ist in Abb. 2.3 dargestellt (Findlater, 1971). Hohe Windgeschwindigkeiten im April sind auf das Gebiet nördlich von Madagaskar im SE-Passat beschränkt. Im Mai reichen die Geschwindigkeiten über See von

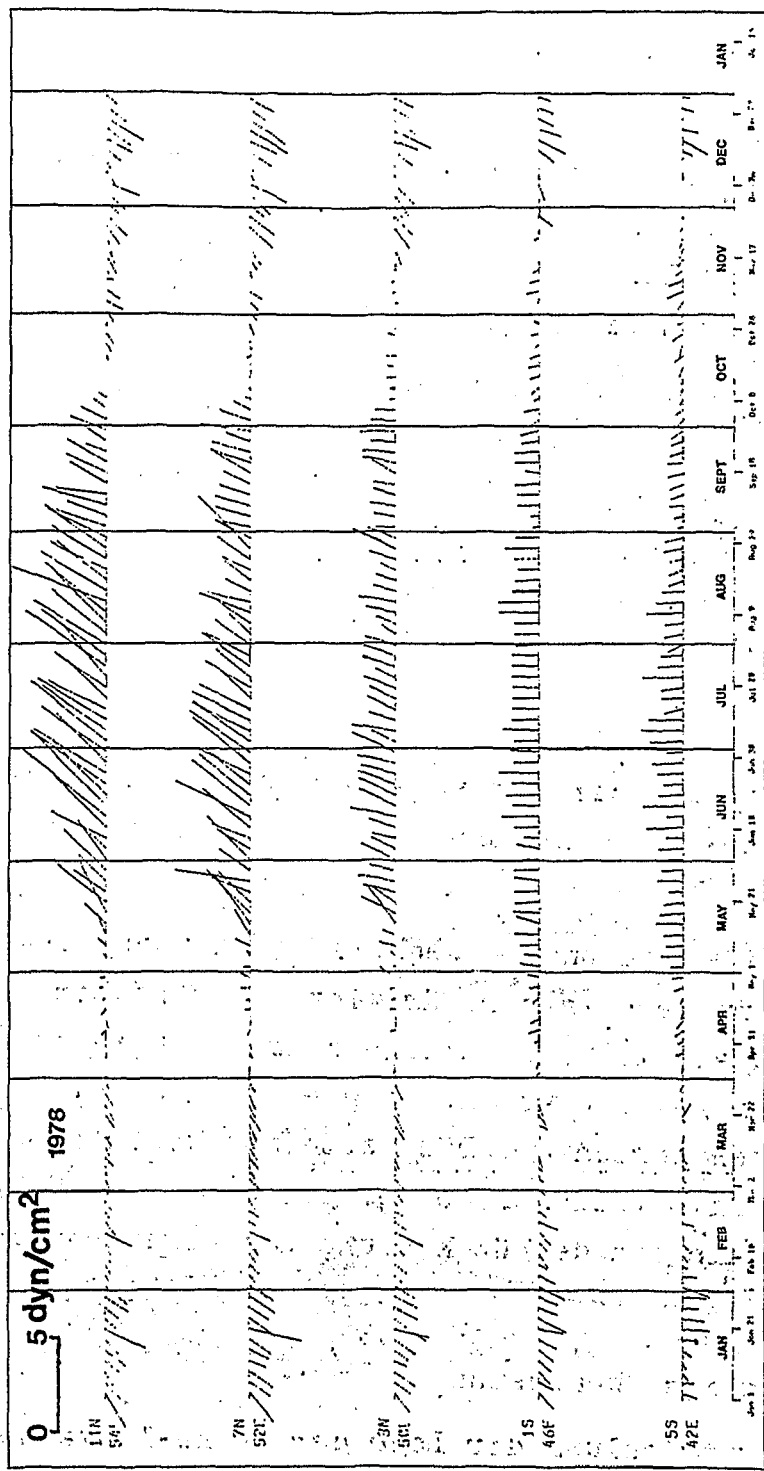


Abb. 2.2.: Vektorzeitserien des Windstresses vor der ostafrikanischen Küste für 1978



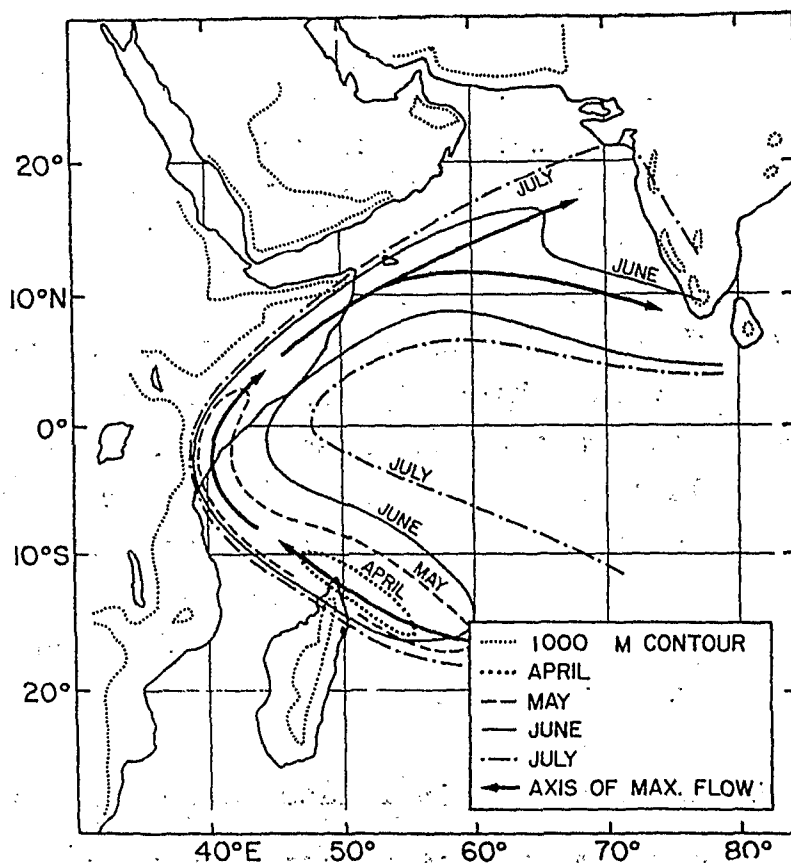


Abb. 2.3.: Mittlere Position der Achse des Findlater-Jets und Konturen der 20 kn Isotache während des Einsatzes des SW-Monsuns (aus Findlater, 1971).

von mehr als 20 kn bis Mombasa bei  $4^{\circ}$  S, während im Juni und Juli entlang der gesamten Somaliküste und im Arabischen Meer hohe Geschwindigkeiten vorliegen.

Fieux und Stommel (1977) analysierten Windbeobachtungen von Schiffen der Handelsmarine auf zwei Routen, vom Golf von Aden nach Ceylon und vom Persischen Golf nach Ostafrika. Sie fanden, daß sich der SW-Monsun nördlich des Äquators oft in weniger als einer Woche entwickelt und kaum eine Phasenverzögerung des Einsatzes in den verschiedenen geographischen Breiten besteht. Anhand der Daten von mehr als 25 Jahren zeigten sie, daß es prinzipiell drei verschiedene Typen des Monsuneinsatzes geben

kann:

- den einfachen Einsatz. Dabei setzt der SW-Monsun nahezu gleichzeitig vor der Somaliküste und dem Arabischen Meer ein. Die mittlere Zeit des Einsatzes liegt hier am 24. Mai.
- den mehrfachen Einsatz. Hier kommt es zu einem frühen Einsatz des Monsuns (im Mittel am 11. Mai), danach nehmen die Windgeschwindigkeiten wieder ab bis zum zweiten Einsatz (im Mittel am 6. Juni), der dann die Zirkulation des SW-Monsuns etabliert.
- den graduellen Einsatz. Dabei dauert es mehrere Wochen, bis sich der SW-Monsun zu seiner vollen Stärke entwickelt, im Mittel zwischen dem 7. Mai und dem 2. Juni.

### 2.3 Die Entwicklung des Windfeldes während Index 1979

Die Entwicklung des Windfeldes vor Ostafrika zwischen  $10^{\circ}$  S und dem Arabischen Meer während des Indischen Ozean Experiments 1979 ist ausführlich von Schott und Fernandez-Partagas (1981) untersucht worden. Diese Autoren führten einen Vergleich der meteorologischen Schiffsbeobachtungen mit Windmessungen von verankerten Bojen (W1 und W2 in Abb. 5.2) sowie mit dem aus Wolkenverdriftungen berechneten Windfeld (Crozet et al., 1979) durch. Es zeigte sich, daß sowohl der Monsuneinsatz als auch das Windfeld während der Monsune durch die Schiffswindkarten gut beschrieben ist.

Die quasi-synoptischen Windkarten für den Zeitraum Januar bis Juli 1979 sind in Abb. 2.4 dargestellt (Schott und Fernandez-Partagas, 1981), Abb. 2.5 zeigt die dazugehörigen Vektordiagramme des Windstresses für fünf Positionen vor der ostafrikanischen Küste. Zur Zeit des NE-Monsuns im Januar und Februar 1979 weht der Wind parallel zur Küste nach Südwesten. Maxi-

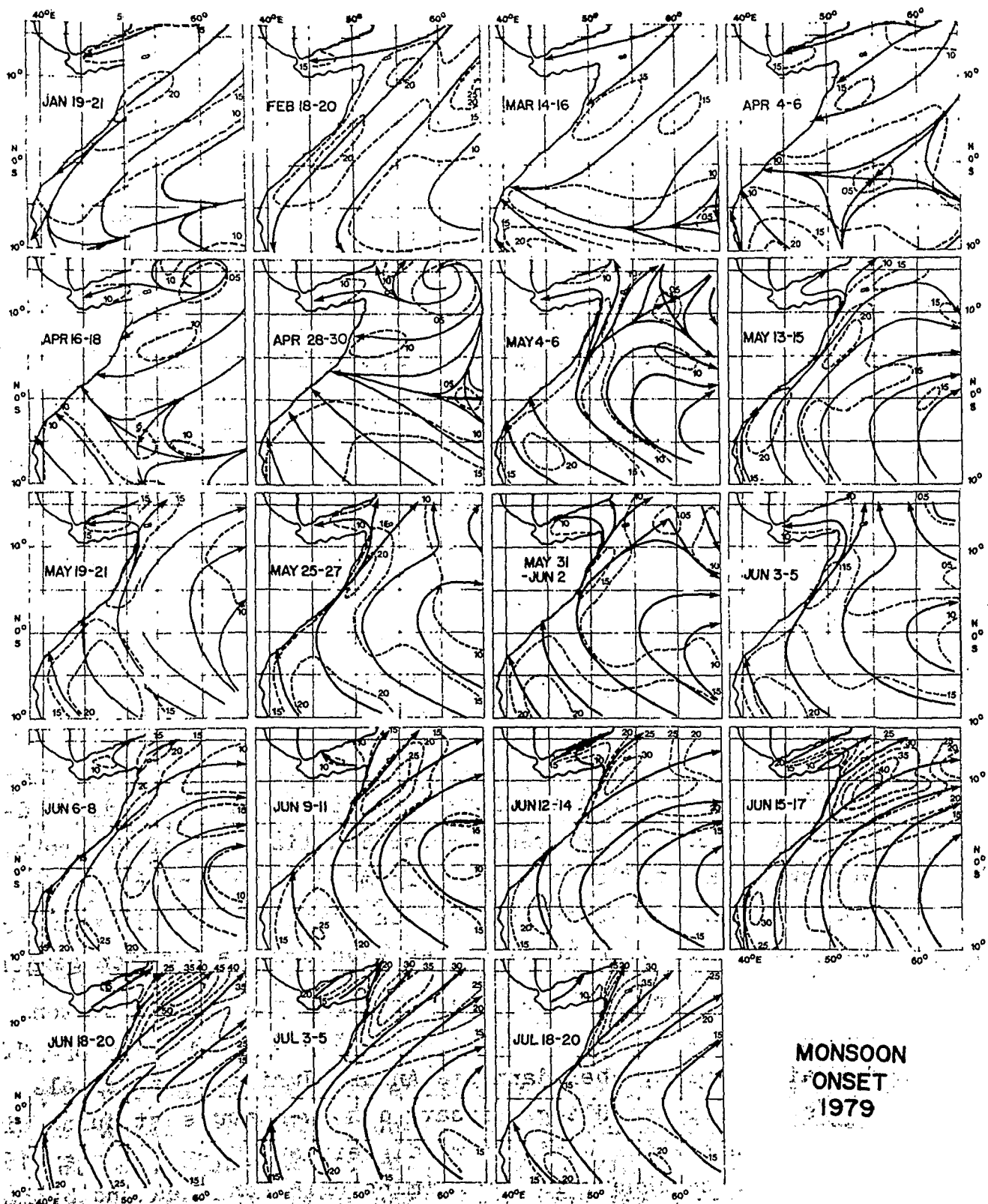


Abb. 2.4. Zeitliche Entwicklung des Windfeldes an der Meeresoberfläche vom NE-Monsun zum SW-Monsun 1979. Isovelen in kn (aus Schott und Fernandez-Partagas, 1981).

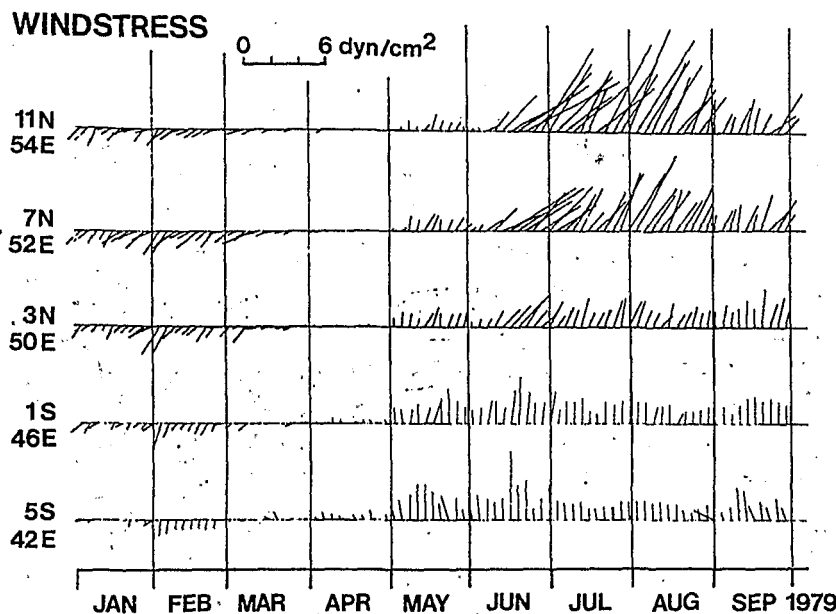


Abb. 2.5.: Vektorzeitserien des Windstress vor der ostafrikanischen Küste während INDEX 1979

male Geschwindigkeiten von 10 m/s sind auf das Gebiet vor der Somaliküste beschränkt. Mitte März dreht der Wind südlich des Äquators nach Ost, während er vor Somalia nur auf ENE dreht. Geschwindigkeiten sind jetzt allgemein geringer als 10 m/s. Im April nehmen die Geschwindigkeiten weiter ab und die Windrichtung ist jetzt auch nördlich des Äquators nach Westen gerichtet. Am 5. Mai dreht sich die Windrichtung entlang der gesamten Küste nach SW. Die Geschwindigkeit wächst auf über 10 m/s Mitte Mai an, nimmt aber dann bis Anfang Juni auf weniger als 7 m/s ab. Der endgültige Einsatz des Sw-Monsuns ist durch eine starke Zunahme der Windgeschwindigkeit auf über 16 m/s am 16. Juni gekennzeichnet. In der Terminologie von Fieùx und Stommel (1977) liegt 1979 also ein doppelter Monsuneinsatz vor. Im Juli und August bleibt das Windfeld dann in etwa gleich, die Geschwindigkeit zeigt lediglich langperiodische Schwankungen mit geringer Amplitude.

### 3. Historischer Rückblick auf die Forschung im Indischen Ozean

#### 3.1. Das Bild der Zirkulation im westlichen Indischen Ozean vor der II OE<sup>+</sup> 1960-1965

Seit vorchristlichen Zeiten ist bekannt, daß sich das Windfeld über dem nordwestlichen Indischen Ozean zweimal im Jahr umkehrt. Die wechselnden Monsunwinde wurden von arabischen und griechischen Seeleuten ausgenutzt. Sie segelten mit dem Nordostmonsun während des Nordwinters nach Süden und mit dem Südwestmonsun im Sommer nach Norden. Dank dieser günstigen Verkehrsverbindungen entstand ein blühender Handel mit dem östlichen Afrika und Indien. Alte arabische Siedlungen wie Ghedi und Lamu im heutigen Kenia sind Zeugen dieses Handels.

Unterstützt wurden diese Seereisen aber nicht nur durch die günstigen Winde, sondern auch durch das sich mit dem Windsystem umkehrende Zirkulationssystem. Es dauerte allerdings bis zum 9. oder 10. Jahrhundert, bis diese Änderungen in der oberflächennahen Zirkulation erkannt wurden. Warren (1966) studierte alte arabische Literatur und fand den ersten Hinweis auf diese Stromumkehr in einem Buch von Mas'udi (947). Hier wurde nicht nur die halbjährliche Umkehr der Zirkulation richtig beschrieben, sondern auch gleich eine Theorie geliefert: Eine halbjährige Gezeit sollte für die wechselnden Strömungen verantwortlich sein.

##### (a) Stromkarten aus Besteckversetzungen

Mit der Zunahme des Seeverkehrs in neuerer Zeit nahm auch die Anzahl der Beobachtungen von Strömungen und hydrographischen Gegebenheiten zu. In einer Navigationsanleitung für den Indischen Ozean beschrieb Findley (1866) den "great whirl", den großen antizyklonischen Wirbel vor der Somali-küste, der während des Südwestmonsuns auftritt. Mit Geschwin-

---

<sup>+</sup> Internationale Indische Ozean Expedition

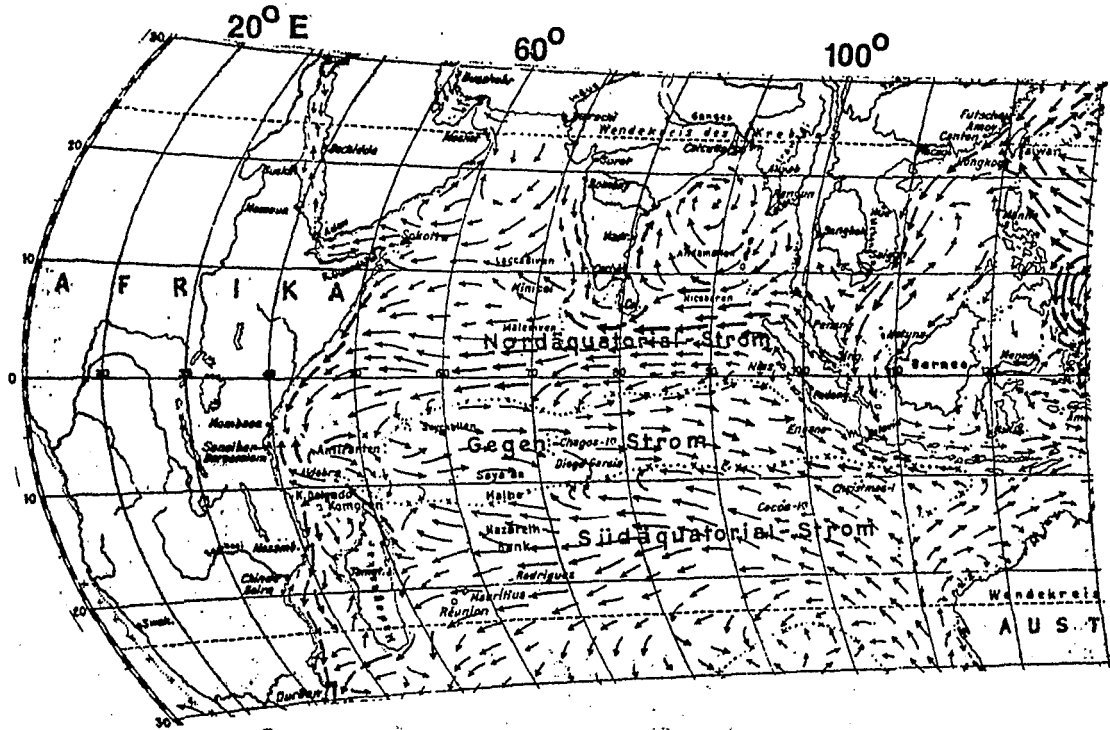
digkeiten von mehr als vier Knoten löst sich der Somalistrom südlich von Sokotra von der Küste ab, dreht unter Abnahme der Geschwindigkeit auf einen Knoten bei  $55^{\circ}$  E nach Süden und fließt bei  $5^{\circ}$  N, nach weiterer Rechtsdrehung, in den Randstrom zurück. An der nördlichen Flanke des Stroms vor Ras Hafun wurde kaltes Auftriebswasser mit Temperaturen von weniger als  $15^{\circ}$  C beobachtet (Hoffmann, 1886; Puff, 1890).

Erstedetaillierte Karten der Oberflächenströmungen wurden von Schott (1935) auf der Grundlage von Besteckversetzungen erstellt (Abb. 3.1). Diese zeigen die Zirkulation in der Zeit der voll entwickelten Monsune im Februar-März und im August-September. Der Somalistrom wird jeweils als ein kontinuierlicher Randstrom dargestellt. Im Nordwinter fließt er, gespeist vom Nordostmonsunstrom, nach Süden und vereinigt sich bei  $3^{\circ}$  S mit dem Ostafrikanischen Küstenstrom zum Äquatorialen Gegenstrom. Während des Nordsommers fließt er als Verlängerung des Ostafrikanischen Küstenstroms über den Äquator nordostwärts bis  $9^{\circ}$  N, wo er sich von der Küste ablöst und in den Südwestmonsunstrom übergeht. Der bereits von Findley (1866) beschriebene antizyklonische Wirbel ist in Schotts (1935) Karten jedoch nicht wiedergegeben (Abb. 3.1). Der Ostafrikanische Küstenstrom seinerseits wird vom Südäquatorialstrom gespeist, der sich bei  $9^{\circ}$  S vor der afrikanischen Küste aufspaltet. Der zweite Teil fließt als Mozambiquestrom nach Süden ab.

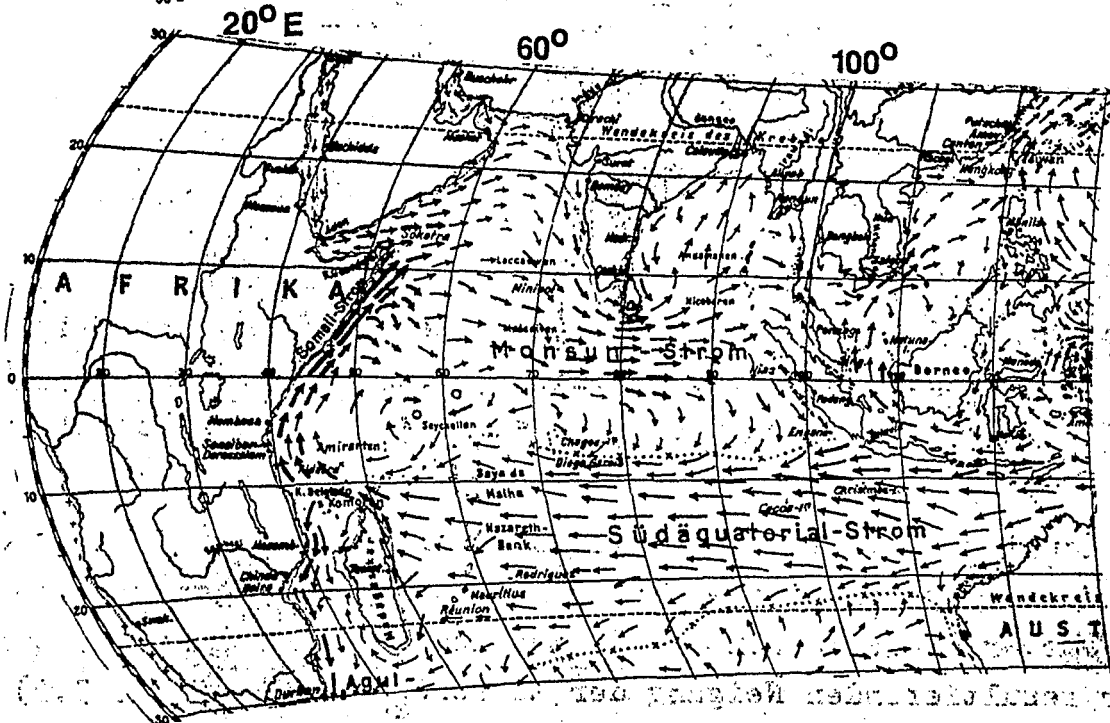
#### (b) Das äquatoriale Stromsystem

Die großräumige Zirkulation im äquatorialen Indischen Ozean während der beiden Monsunphasen, wie sie aus den Stromkarten (Abb. 3.1) ersichtlich ist, läßt sich relativ einfach aus dem jeweiligem Windfeld über dem offenen Ozean ableiten.

Eine ausführliche Beschreibung findet sich bei Schott (1976). Hier zeigt Abb. 3.2 eine schematisierte Darstellung dazu. Im Nordsommer bewirken die Ekman -Transporte eine Konvergenz



(a)



(b)

Abb. 3.1.: Strömungen der Meeresoberfläche im Indischen Ozean, bestimmt aus Besteckversetzungen  
(a) im Nordwinter Februar- März  
(b) im Nordsommer August- September  
(aus Schott, 1935)

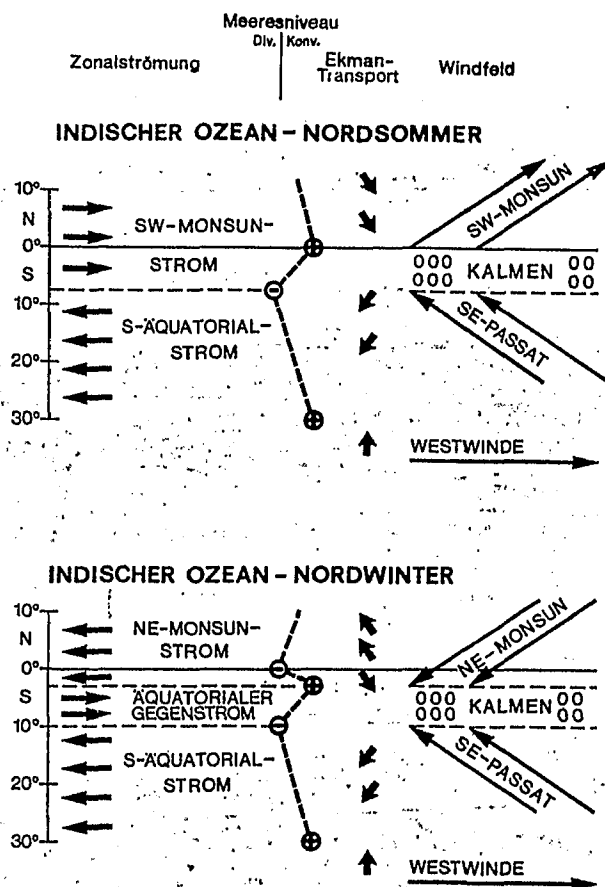


Abb. 3.2.: Schematische Darstellung der aus dem Windfeld abgeleiteten äquatorialen Stromsysteme während des SW-Monsuns und des NE-Monsuns (aus Schott, 1976)

am Äquator sowie an der Nordflanke der Westwindtrift bei  $30^{\circ}$  S, der subtropischen Konvergenz. Eine Divergenz entsteht an der Grenze zwischen den Kalmen und dem Südostpassat. Aus der resultierenden Neigung der Meeresoberfläche (Abb. 3.2) ergibt sich ein System von Zonalströmungen, die geostrophisch balanciert sind. Südlich der Kalmen fließt der Süd-äquatorialstrom nach Westen, während nördlich von ca.  $8^{\circ}$  S der Südwestmonsunstrom nach Osten setzt.

Im Nordwinter reicht die Nordostmonsunregion über den Äquator hinweg und die Kalmen sind um einige Grad nach Süden ver-



lagert. Zusätzlich tritt aber wegen des Nordostmonsuns, der den Äquator überquert, eine Divergenz am Äquator auf. Die Neigung der Meeresoberfläche in der nördlichen Hemisphäre ist jetzt entgegengesetzt zu derjenigen des Südwestmonsuns. Entsprechend hat sich der geostrophische Strom im nördlichen Indischen Ozean umgekehrt. Eingebettet in den westwärts fließenden NE-Monsunstrom (nördlich von  $2^{\circ}$  S) und den Südäquatorialstrom (südlich von  $10^{\circ}$  S) liegt der ostwärts setzende Äquatoriale Gegenstrom (Abb. 3.2).

Als Beispiel für die Verteilung von Divergenzen und Konvergenzen sind in Abb. 3.3 zwei Meridionalschnitte entlang  $58^{\circ}$  E dargestellt. Sie zeigen dynamische Höhen auf diversen Druckflächen zwischen der Oberfläche und 500 dbar relativ zu 1000 dbar sowie 1000 dbar relativ zu 2000 dbar. Während des Nordostmonsuns im März reicht der NE-Monsunstrom bis  $2^{\circ}$  S, der Äquatoriale Gegenstrom ist hier nur etwa 300 km breit. Die starke Variabilität im Südäquatorialstrom bei  $12^{\circ}$  S ist wahrscheinlich topographisch bedingt. Der Strom fließt hier über den Mascarenenrücken (Abb. 1), der von über 4000 m Wassertiefe auf 200 m ansteigt. Im Juli, während des Südwestmonsuns, reicht der SW-Monsunstrom mindestens bis  $4.5^{\circ}$  S. Die genaue Lage der Divergenz läßt sich nicht festlegen, da keine Messungen zwischen  $4.5^{\circ}$  S und  $8^{\circ}$  S gemacht worden sind.

### 3.2. Der Somalistrom

#### 3.2.1. Der Somalistrom während des voll entwickelten Südwestmonsuns

Die Internationale Indische Ozean Expedition, durchgeführt von 1960 bis 1965, brachte die erste großangelegte und systematische Erforschung ozeanographischer Gegebenheiten im Indischen Ozean (Wyrtki, 1971). Für den westlichen Teil, insbesondere das Gebiet des Somalistroms, sind die Forschungsfahrten der DISCOVERY und der ARGO während des SW-Monsuns

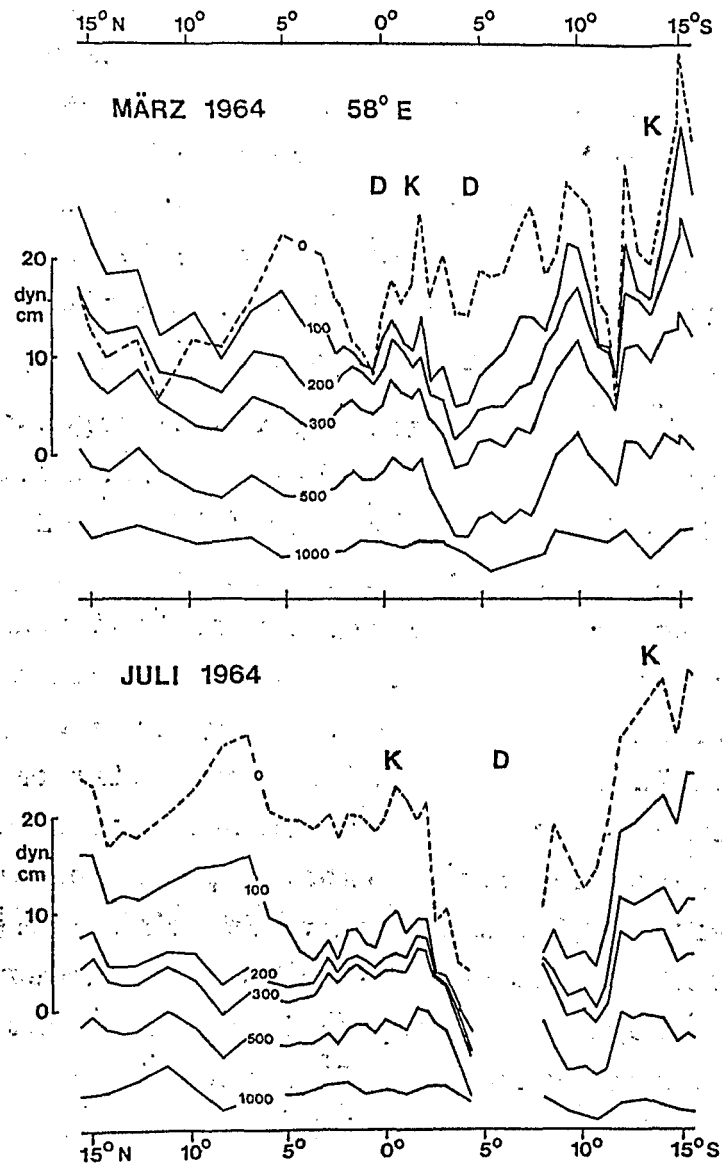


Abb. 3.3.: Dynamische Höhen auf einem Meridionalschnitt bei 58° E im März und Juli 1964 für diverse Druckflächen relativ zu 1000 dbar und für 1000 dbar relativ zu 2000 dbar (Swallow, persönliche Mitteilung). D = Divergenz, K = Konvergenz

1964 bedeutend. Sie bestätigen im Wesentlichen das früher gezeichnete Bild eines kontinuierlichen Randstroms; zum erstenmal allerdings konnten Strömungen und Transporte im Somali-strom durch direkte Strommessungen abgeschätzt werden (Swallow und Bruce, 1966).

Oberflächennahe Strömungen und die dynamische Topographie der Oberfläche relativ zu 1000 dbar im August und September 1964 sind in Abb. 3.4 gezeigt. In Äquatornähe ist der Randstrom schmal, seine Geschwindigkeit nimmt von 2 m/s an der Küste auf weniger als 0.5 m/s in 100 km Küstenentfernung ab. Nördlich von  $3^{\circ}$  N nehmen Breite und Geschwindigkeit im Somali-strom zu. Bei  $9^{\circ}$  N, wo er sich ostwärts von der Küste löst, werden maximale Geschwindigkeiten von 3.5 m/s beobachtet (Swallow und Bruce, 1966).

Ein Teil des nach Osten fließenden Wassers wird über einen antizyklonischen Wirbel, dessen Zentrum bei  $5^{\circ}$  N,  $52^{\circ}$  E liegt, in den Randstrom zurückgeführt (Abb. 3.4). Besser als in den Strömungen der Oberfläche, die durch die erheblichen, ostwärts gerichteten Ekman -Transporte verändert sind, ist der Wirbel in größeren Tiefen zu erkennen (Swallow und Bruce, 1966). In Abb. 3.5 ist die Tiefenlage der  $20^{\circ}$  C-Isotherme dargestellt (Warren et al., 1966), die eine deutliche Wirbelsignatur aufweist. Bei  $9^{\circ}$  N an der Nordflanke des sich von der Küste lösenden Stroms erreicht die  $20^{\circ}$  C-Isotherme die Meeresoberfläche, ein Zeichen für den starken Auftrieb vor Ras Hafun. Hier wurden in dieser Zeit Oberflächentemperaturen von weniger als  $15^{\circ}$  C beobachtet.  $9^{\circ}$  N ist auch die geographische Breite, bei der sich sowohl der Somalistrom als auch der Low-Level Jet der Atmosphäre (Findlater, 1971) von der afrikanischen Küste lösen.

Der Massentransport im Somalistrom in den oberen zweihundert Metern nimmt von  $13 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  in der Nähe des Äquators auf über  $50 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  bei  $8^{\circ}$  N zu (Swallow und Bruce, 1966). Diese

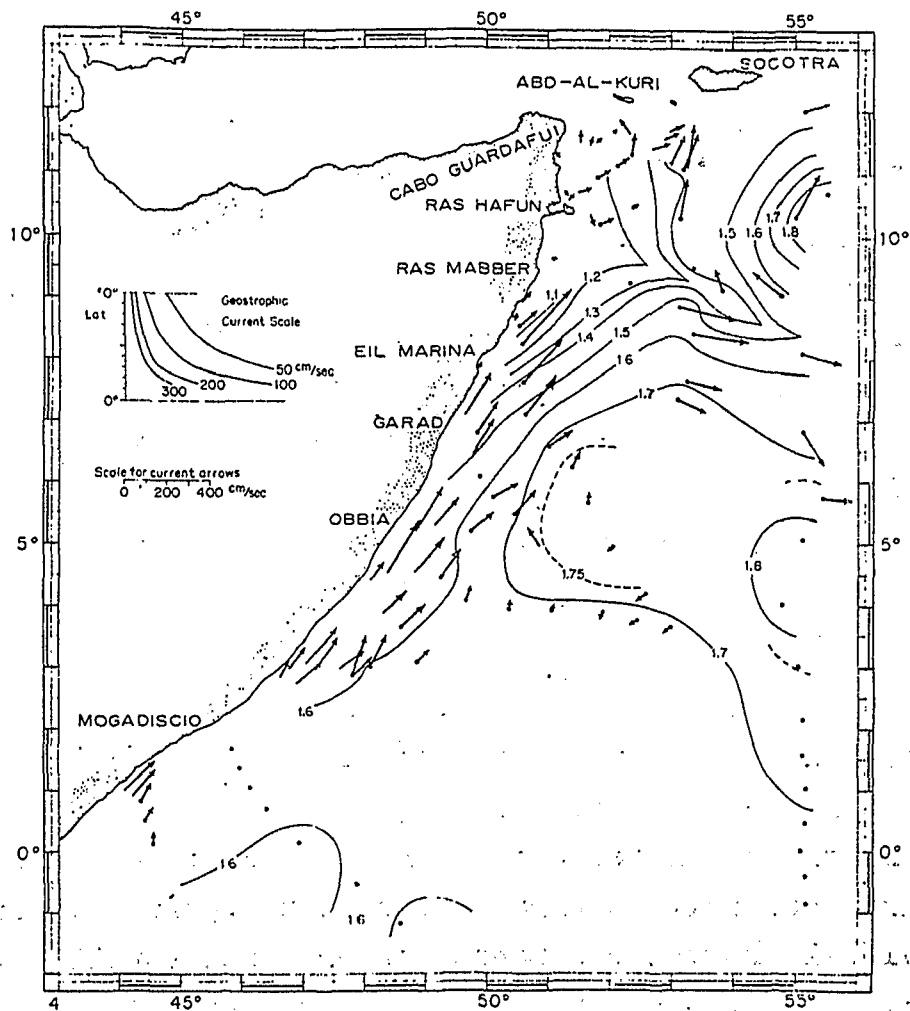


Abb. 3.4.: Absolute Stromvektoren in 10 m Tiefe und dynamische Topographie (in dyn.m) der Meeresoberfläche relativ zu 1000 dbar im August/September 1964 (aus Swallow und Bruce, 1966).

Steigerung übertrifft den relativen Zuwachs des Transports im Golfstrom zwischen Florida und Cape Hatteras um mehr als das Doppelte. Ein großer Teil des Transports im nördlichen Teil des Somalistroms kann auf die starken lokalen Winde zurückgeführt werden. Ein Vergleich von direkt gemessenen und geostrophisch berechneten Transporten zeigt, daß der

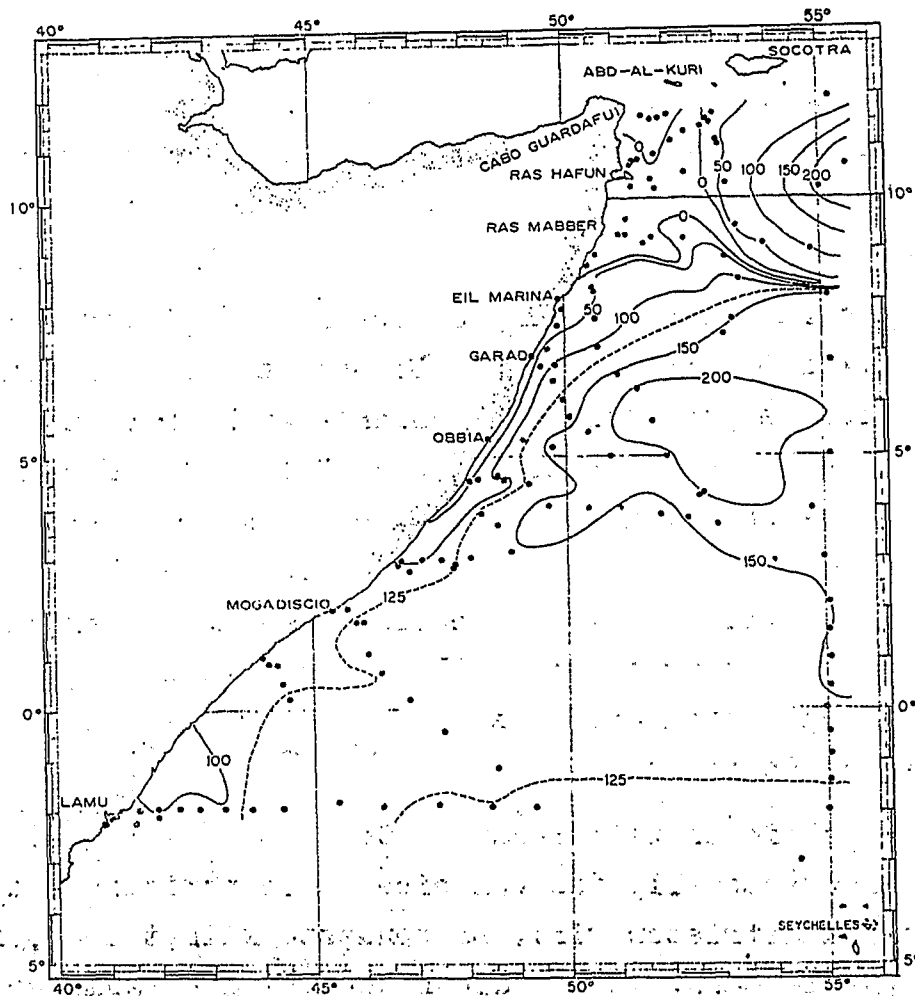


Abb. 3.5.: Tiefe der  $20^{\circ}\text{C}$ -Isotherme im Somalibecken im August/September 1964 (aus Warren et al., 1966)

Ekman-Transport mehr als 25% des gesamten Transportes ausmacht (Swallow und Bruce, 1966). Die Ergebnisse der Untersuchung von 1964 stehen in guter Übereinstimmung mit klimatologischen Mittelwerten der Zirkulation, wie sie in Schiffsdriftatlanten (z.B. KNMI, 1952; DHI, 1960) angegeben sind.

### 3.2.2. Das Einsetzen des Somalistroms mit dem Südwestmonsun

#### (a) Erste Modellvorstellungen

Nicht berührt wurde bei der IIOE die Frage, wie es zu der Umkehr des Somalistroms kommt, welcher Zusammenhang mit dem Windfeld besteht und wie die zeitliche Abfolge der Stromumkehr ist.

Der erste Ansatz zur Lösung dieses Problems stammt von dem Theoretiker Lighthill (1969). Er berechnete in einem linearen Modell den Response eines geschichteten Meeres auf eine plötzlich einsetzende Windschubspannung über dem offenen Meer. Die großräumige Rotation des Windfeldes in mehr als 500 km Küstentfernung erzeugt westwärts wandernde barotrope und barokline Rossbywellen, die am westlichen Rand reflektiert werden. Durch Überlagerung dieser Wellen bildet sich innerhalb von dreißig Tagen nach dem Einsatz des Monsuns ein ca. 100 km breiter Randstrom aus.

Etwa zur gleichen Zeit rechnete Cox (1970) ein numerisches Mehrschichtenmodell, das von einem sich periodisch änderndem Windfeld angetrieben wird. Er benutzte klimatologische Winddaten (Hellermann, 1968), die neben dem großräumigen Feld der Monsune auch lokale Windverhältnisse beinhalten. Das wechselnde Stromsystem wird qualitativ richtig wiedergegeben, insbesondere der beobachtete starke Auftrieb vor Ras Hafun während des SW-Monsuns. Bei diesem Modell kehrt sich der oberflächennahe Strom ca. zwei Wochen nach dem Einsetzen der lokalen Winde um.

#### (b) Beobachtungen des Somalistrom-Responses

##### Response in Äquatornähe

Durch Messungen wurde die Bedeutung lokaler Winde erstmals von Leetmaa (1972, 1973) nachgewiesen. Er fand, daß sich im April 1971 bei 2° S der Strom innerhalb von 10 Tagen auf das veränderte Windfeld einstellte und seine Richtung von SW auf

NE umkehrte. Diese Umkehr fand etwa einen Monat vor dem großräumigen Einsatz des Monsuns statt. Ein Jahr vorher beobachtete Leetmaa (1972) sogar eine zweifache Umkehr der Stromrichtung vor Kenia entsprechend einem zweifachen Wechsel der Hauptwindrichtung.

Leetmaa führt diesen schnellen Response auf einen kombinierten Effekt zweier Gegebenheiten zurück: Zum einen auf die direkte Beschleunigung durch den lokalen Wind und zum anderen auf ein "Umklappen" des Ostafrikanischen Küstenstroms, der mit dem Einsatz des Monsuns nicht mehr den Äquatorialen Gegenstrom speist, sondern als Somalistrom nach Norden fließt. Diese Beobachtungen zeigen also, daß die im Vergleich zur Monsunzirkulation kleinräumigen Winde bei der anfänglichen Entwicklung des Somalistroms nicht zu vernachlässigen sind.

#### Response im nördlichen Somalibecken

Nördlich von  $4^{\circ}$  N existieren keine direkten Messungen des Strömungsfeldes zur Zeit des Monsuneinsatzes, indirekte Hinweise fanden Düing und Szekiolda (1971) jedoch aus Oberflächen-temperaturverteilungen aus Satellitenaufnahmen. Sie leiteten die Strömungen aus dem horizontalen Temperaturgradienten ab und kamen zu dem Ergebnis, daß ein erster Response zwar schon 10 Tage nach dem Einsetzen lokaler Winde vorkommt, ein starkes Anwachsen der Strömung aber erst etwa einen Monat später zu beobachten ist. Die Autoren schlossen daraus, daß für das Einsetzen des Somalistroms neben dem lokalen Wind auch der großräumige, von der Küste entfernte Einsatz des Monsuns (Lighthill, 1969) von Bedeutung ist.

Ein weiterer Mechanismus, der für das Einsetzen des Somali-stroms von Bedeutung sein kann, wurde von Bruce und Volkman (1969) vorgeschlagen. Sie fanden während des späten NE-Monsuns von 1965 bei  $9^{\circ}$  N,  $53^{\circ}$  E einen antizyklonischen Wirbel in einer Tiefe zwischen 200 m und 1200 m. Die Strömungen an der Oberfläche wiesen keine Wirbelstruktur auf. Die Autoren

folgerten daraus, daß dieser tiefe Wirbel ein Nachlaß des Oberflächenwirbels vom vergangenen SW-Monsun ist und beim nächsten SW-Monsun gleich einem Schwungrad hilft, den neuen Oberflächenwirbel aufzubauen.

### 3.2.3. Mehrfache Wirbelstruktur

#### (a) Erste Hinweise auf eine Mehrwirbelstruktur

Im späten SW-Monsun von 1970 beobachtete Bruce (1973) neben der wohlbekannten Zunge kalten Auftriebswassers vor Ras Hafun eine zweite bei etwa  $6^{\circ}$  N vor der Somaliküste. Südlich dieses Auftriebsgebietes bei  $4^{\circ}$  N löste sich der Somalistrom von der Küste ab; es konnte jedoch nicht geklärt werden, ob es sich hierbei um einen Strommäander handelte oder ob der Strom sich weiter von der Küste entfernt nach Süden bewegt, ähnlich wie in dem antizyklonischen Wirbel des nördlichen Somalibeckens.

In der zweiten Augusthälfte wanderte die südliche Auftriebszunge nach Norden (Bruce, 1973) und vereinigte sich im September mit dem nördlichen Auftriebsgebiet. Die Driftgeschwindigkeit dieses Systems lag dabei zwischen 7 cm/s und 25 cm/s.

Hinweise auf dieses System zweier Zungen kalten Auftriebswassers im SW-Monsun finden sich auch in Satelliten Infrarot Radiometer Aufnahmen (Szekiela und La Violette, 1970). Im Juli 1966 wurde kaltes Wasser an der nördlichen Seite des großen Wirbels festgestellt (Abb. 3.6), was auch Swallow und Bruce (1966) auf ihren Schiffsbeobachtungen sahen. Zusätzlich ist in den Satellitenaufnahmen aber noch ein Gebiet mit kaltem Wasser zwischen  $6^{\circ}$  N und  $8^{\circ}$  N sichtbar (Abb. 3.6). Da zu dieser Zeit keine Schiffsmessungen durchgeführt wurden, kann man nur vermuten, daß sich auch hier der Somalistrom bei  $5^{\circ}$  N von der Küste löste.



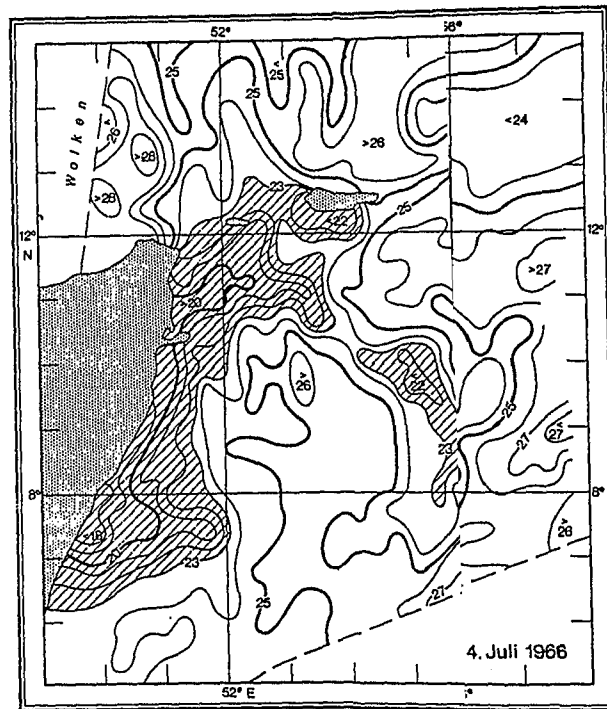


Abb. 3.6.: Oberflächentemperaturverteilung im nordwestlichen Indischen Ozean am 3.7.1966 nach einer Infrarotaufnahme des Satelliten Nimbus! (aus Düing und Szekiolda, 1971)

#### (b) Modellrechnungen

Diese Beobachtungen in den frühen siebziger Jahren regten eine Reihe von Modellexperimenten an, die ich mit den neuen Phänomenen beschäftigten.

Anderson und Rowlands (1976) untersuchten die relative Bedeutung von lokaler und Fernerzeugung des Soalistroms. Sie kamen zu dem Ergebnis, daß in der Anfangsphase der Stromentwicklung die lokalen Winde dominant sind, während später die großskalige Rotation des Windfeldes über dem offenen Ozean an Bedeutung zunimmt. Diese erzeugt nicht-äquatoriale barokline Rossbywellen, die mit wenigen Zentimetern pro Sekunde Phasengeschwindigkeit zur Küste wandern und dort den

nördlichen Somaliwirbel bilden.

Eine weitere Untersuchung der relativen Bedeutung von ferner und lokaler Anregung des Somalistroms (Cox, 1976) kommt ebenfalls zu dem Ergebnis, daß die lokalen Winde in der Anfangsphase des Stromeinsatzes dominant sind. In diesem numerischen Experiment wurden nacheinander im Uhrzeigersinn drehende Wirbel am Äquator erzeugt, die anschließend mit Geschwindigkeiten um 20 cm/s nach Norden wanderten. Hier driftet also der Somaliwirbel von Süden in das nördliche Somalibecken und nicht von Osten, wie bei Anderson und Rowlands (1976).

Eine dritte numerische Studie des Somalistroms von Hurlburt und Thompson (1976) erzeugt wie Cox' (1976) Modell den Somaliwirbel am Äquator. Innerhalb von 40 bis 50 Tagen driftet dieser dann mit etwa 30 cm/s Geschwindigkeit in seine nördliche Position.

Einige spätere Modellrechnungen (Cox, 1979; Gane, 1979a,b) untersuchen die Effekte verschiedener Windverteilungen oder Küstenformen, führen aber zu keinen wesentlich neuen Ergebnissen.

Daß es jedoch neben den lokalen und großräumigen Winden noch einen dritten Erzeugungsmechanismus für den Somalistrom geben kann, zeigten Anderson und Moore (1979) in einem Modell, das die Monsunwinde nicht einmal enthielt. Der ostafrikanische Küstenstrom als nördliche Abspaltung des Südäquatorialstroms vor Ostafrika (Abb. 3.1) wird durch den SE-Passat der südlichen Hemisphäre angetrieben. Als freier barokliner Trägheitsjet überquert er den Äquator und löst sich bei 4° N von der Küste ab. Er fließt dann südwärts zum Äquator zurück, wo er nach Osten dreht.

#### (c) Beobachtungen in der Vorphase von INDEX

Die bereits von Leetmaa (1972) beobachtete schnelle Stromumkehr in Response zum Einsatz des lokalen Windes wurde spä-

ter mit Hilfe von Strommessungen mit verankerten Geräten bestätigt (Düing und Schott, 1978). Die Messungen wurden im Bereich der Konvergenzzone vom Ostafrikanischen Küstenstrom und vom südwärts fließenden Somalistrom durchgeführt. Binnen weniger Tage nach dem Einsetzen des Südwindes im April 1976 kehrte sich der Somalistrom oberhalb der Sprungschicht um, während bei  $4^{\circ}$  S im Ostafrikanischen Küstenstrom keine Veränderung festgestellt wurde.

Unmittelbar nach dem Einsetzen des Randstromes wurden jedoch in größerer Küstenentfernung starke südwärts setzende Strömungen gefunden (Swallow und Luyten, 1976). Dies legt die Vermutung nahe, daß der in den Verankerungsdaten gefundene Randstrom nicht weit die Küste entlang nordwärts reicht sondern in größerer Küstenentfernung nach Süden zurückgeführt wird. Die Temperatur - Salzgehalt-Charakteristik des Südstroms entsprach der des Küstenstroms, was eine derartige Interpretation unterstützt.

Bestätigt wird diese Annahme durch zusätzliche Strommessungen. Gleichzeitig mit den oben beschriebenen Messungen im Frühjahr 1976 waren oberflächenstromfolgende Driftbojen bei  $50^{\circ}$  E am Äquator ausgesetzt worden, deren Positionen mit Hilfe von Satelliten bestimmt wurden (Regier und Stommel, 1976).

Die Bojen beschrieben zwischen April und Juli im Uhrzeigersinn einen elliptischen Wirbel (Abb. 3.7), dessen Achsenlängen ca. 700 km und 300 km betrugen. Die nördliche Grenze dieses Wirbels lag bei  $4^{\circ}$  N.

Die Entwicklung der Somaliwirbel läßt sich auch gut anhand von Temperaturschnitten entlang der Tankerroute vom Persischen Golf zum Kap der Guten Hoffnung verfolgen (Bruce, 1979). Die regelmäßig seit 1975 mit XBTs durchgeführten Messungen zeigen, daß sich der nördliche Wirbel jedes Jahr (1975-78) in situ im nördlichen Somalibecken entwickelt und nicht von Süden in diese Position wandert. In manchen Jahren existierte auch ein südlicher Wirbel.

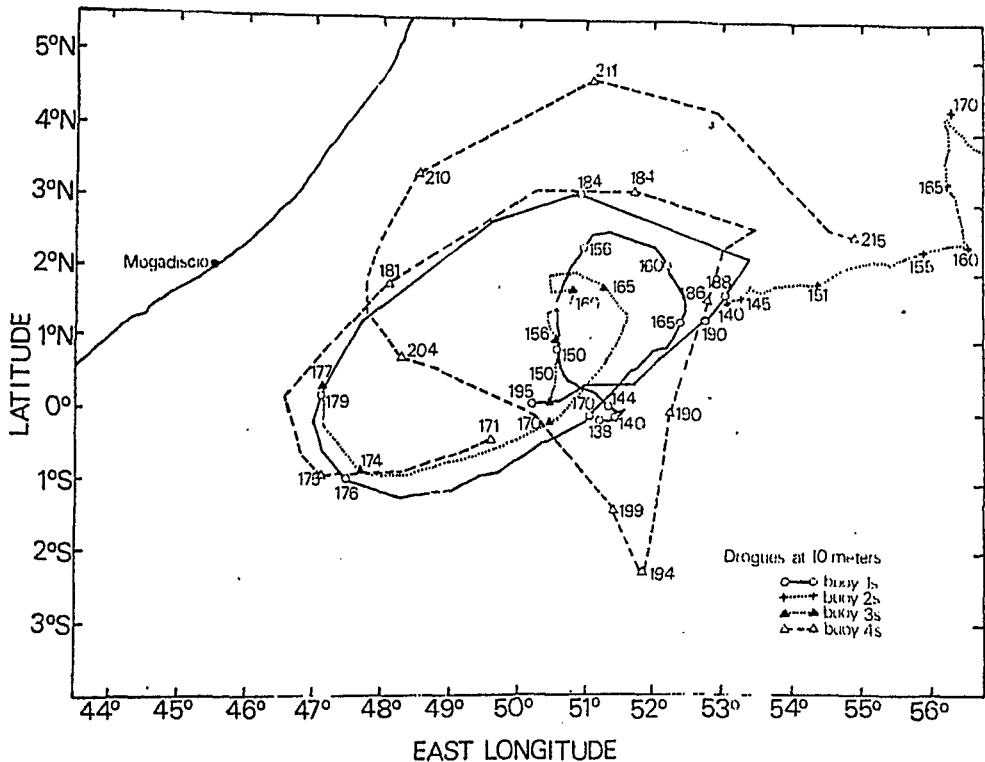


Abb. 3.7.: Trajektorien von Driftkörpern in 10 m Tiefe. Die Zahlen bezeichnen den Tag des Jahres (1976) einiger ausgewählter Positionen. (aus Regier und Stommel, 1976)

Als Beispiel für die Entwicklung der Wirbel in der frühen Phase des SW-Monsuns, etwa drei Wochen nach dem Einsatz der starken Südwinde, ist in Abb. 3.8 die Topographie der  $20^{\circ}\text{C}$ - und der  $15^{\circ}\text{C}$ - Isotherme gezeigt (Bruce et al., 1980). Hier sind neben den Messungen auf der Tankerroute noch drei weitere Schnitte verwendet worden. Beide Karten zeigen deutlich die Signatur des nördlichen Wirbels, während der südliche Wirbel nicht bis in die Tiefe der  $15^{\circ}\text{C}$ - Isotherme reicht. Abschätzungen des geostrophischen Transportes unter Annahme einer konstanten Temperatur - Salzgehalt - Beziehung ergeben,

daß der nördliche Wirbel 1978 drei Wochen nach dem Monsuneinsatz bereits 50% seines endgültigen Transports im voll entwickelten SW-Monsun erreicht hat (Bruce et al., 1980).

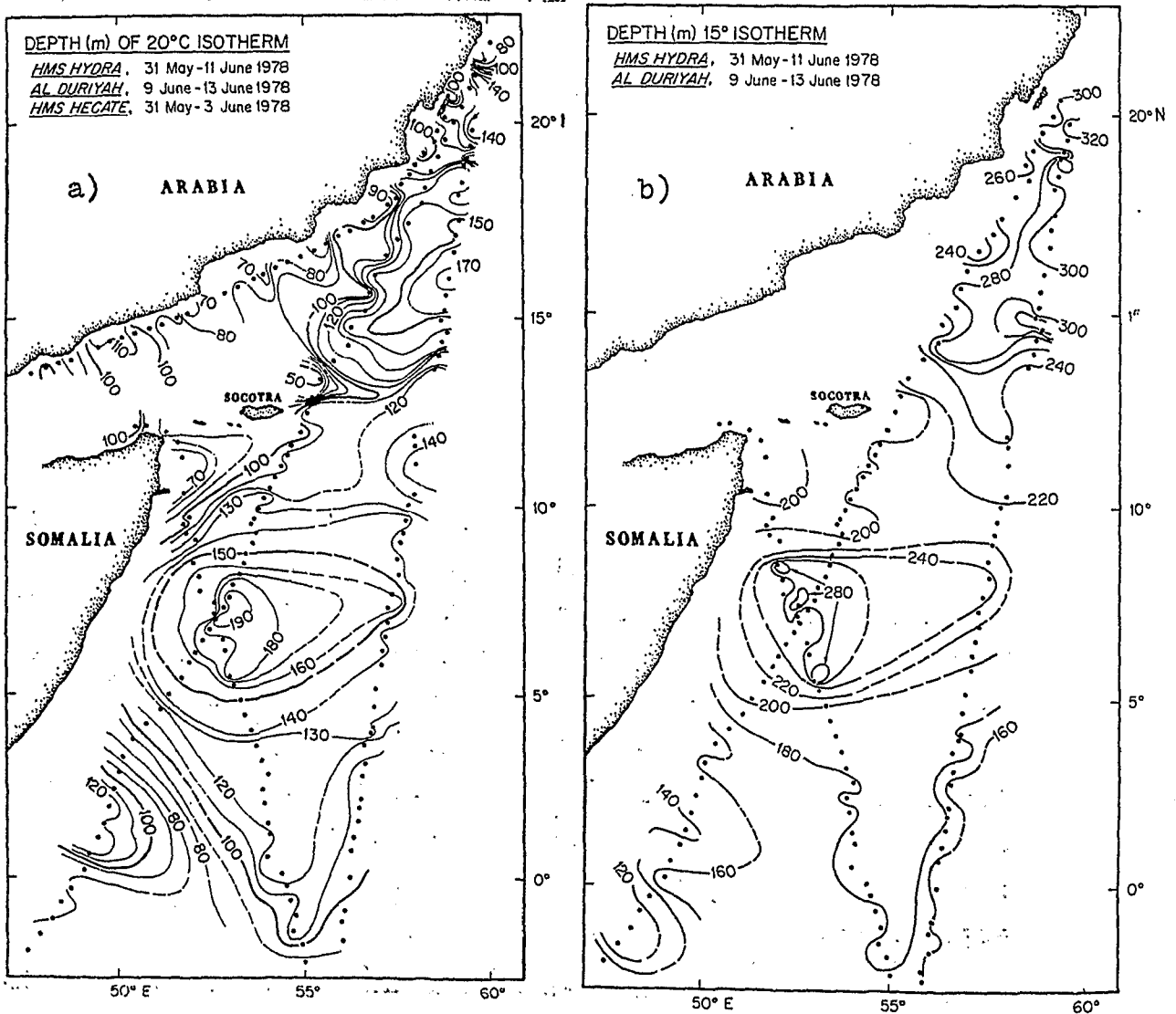


Abb. 3.8.: Tiefenverteilungen der 20° C - (a) und der 15° C - Isothermen (b) vor Somalia, 29. Mai bis 13. Juni 1978 (aus Bruce et al., 1980)

### 3.2.4. Das Abklingen des Somalistroms mit dem Ende des Südwestmonsuns und Start des Nordostmonsuns

Noch weniger als über das Einsetzen des Somalistroms ist über sein Abklingen nach dem Ende des Südwestmonsuns bekannt. Bruce (1970) untersuchte einzelne hydrographische Schnitte im nördlichen Somalibecken und kam zu dem Ergebnis, daß der Somaliwirbel bis Ende Oktober deutlich in den geostrophischen Abschätzungen zu erkennen ist.

In Strömungsatlanten (KNMI, 1952; DHI, 1960) wird eine Umkehr der oberflächennahen Strömungen vor der nördlichen Somaliküste im Dezember angezeigt, also einen bis zwei Monate nach den Einsetzen des NE-Monsuns. Bestätigt wird diese späte Umkehr auch durch Temperaturprofilmessungen entlang der Tankerroute (Bruce, 1979). Von 1976 bis 1978 weist die Neigung der Sprungschicht bis in den Dezember hinein eine deutliche Wirbelsignatur auf.

Abb. 3.9 zeigt die Tiefenlage der  $20^{\circ}\text{C}$ -Isotherme im nördlichen Somaliwirbel, basierend auf zwei XBT - Schnitten vom 23. November bis zum 2. Dezember 1978 (Bruce et al., 1981). Transportberechnungen unter der Annahme einer konstanten Temperatur - Salzgehalt - Beziehung ergeben  $22 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  im nördlichen Teil des Wirbels zwischen der Oberfläche und 400 m Tiefe, immerhin nahezu die Hälfte des Transports in der Zeit des voll entwickelten SW-Monsuns. Erst Ende Dezember 1978 ist der Transport auf weniger als  $10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  abgesunken.

Temperaturschnitte im Januar und auch noch später im NE-Monsun deuten an, daß der Wirbel unterhalb der Oberfläche weiterexistiert und sich nach dem Einsatz des SW-Monsuns mit dem neuen Oberflächenwirbel verbindet (Bruce, 1979). Darauf wird später bei der Diskussion der INDEX Daten noch zurückgekommen werden.

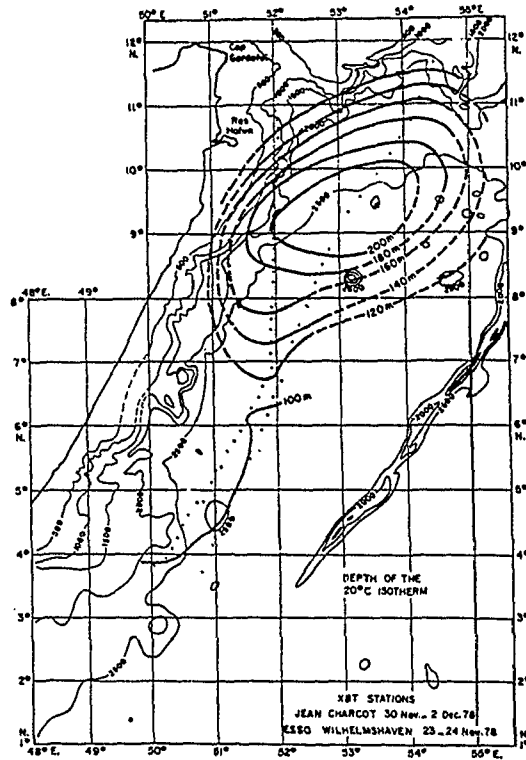


Abb. 3.9.: Tiefe der 20° C - Isotherme im nördlichen Somali-  
becken zwischen dem 23. November und 2. Dezember  
1978. Isothermentiefen in Metern, Isobathen in  
Faden (aus Bruce et al., 1981)

#### 4. Schwankungen der oberflächennahen Zirkulation mit Perioden von einem und einem halben Jahr: Eine Analyse anhand der Topographie der $20^{\circ}\text{C}$ - Isotherme

Jahreszeitliche und andere langperiodische Schwankungen der äquatorialen oberflächennahen Zirkulation sind in allen drei Ozeanen beobachtet worden. Katz (1981) im Atlantik und Wyrski (1975) im Pazifik haben historische hydrographische Daten untersucht und fanden Schwankungen in den Gradienten der dynamischen Topographie, die bis zu 50% des Jahresmittels ausmachen.

Die stärksten Veränderungen treten im Indischen Ozean auf, eine Konsequenz der halbjährlichen Umkehr des Strömungsfeldes in der nördlichen Hemisphäre, die durch das wechselnde Windsystem der Monsune bedingt ist. Bruce (1968) erstellte Karten der dynamischen Topographie der Meeresoberfläche relativ zu 1000 dbar für die Zeit des SW-Monsuns und die des NE-Monsuns (Abb. 4.1). In diesen Karten sind einige starke Signale zu erkennen, z.B. der Rücken zwischen  $5^{\circ}\text{S}$  und  $10^{\circ}\text{S}$ , dessen Südflanke dem Südäquatorialstrom entspricht. Auch der während des SW-Monsuns vorliegende nördliche Somaliwirbel ist in der Topographie deutlich zu erkennen.

Es ist jedoch offensichtlich, daß die räumliche Verteilung der Daten nicht dicht genug ist, um Skalen der Zirkulation von kleiner als 500 km aufzulösen. Insbesondere das Gebiet vor der ostafrikanischen Küste ist zu ungenügend mit Daten überdeckt, um das komplizierte Stromsystem in dieser Region aufzulösen. Ein weiterer Nachteil dieser Darstellung ist, daß Daten von vier bis fünf Monaten zusammengefaßt werden. Dabei wird vorausgesetzt, daß während der Monsunperioden eine mittlere Zirkulation existiert. Daß dies nicht der Fall ist, wird später in diesem Kapitel nachgewiesen werden.

Bedingt durch die Entfernung des Indischen Ozeans von den meisten ozeanographischen Forschungsinstitutionen wurden



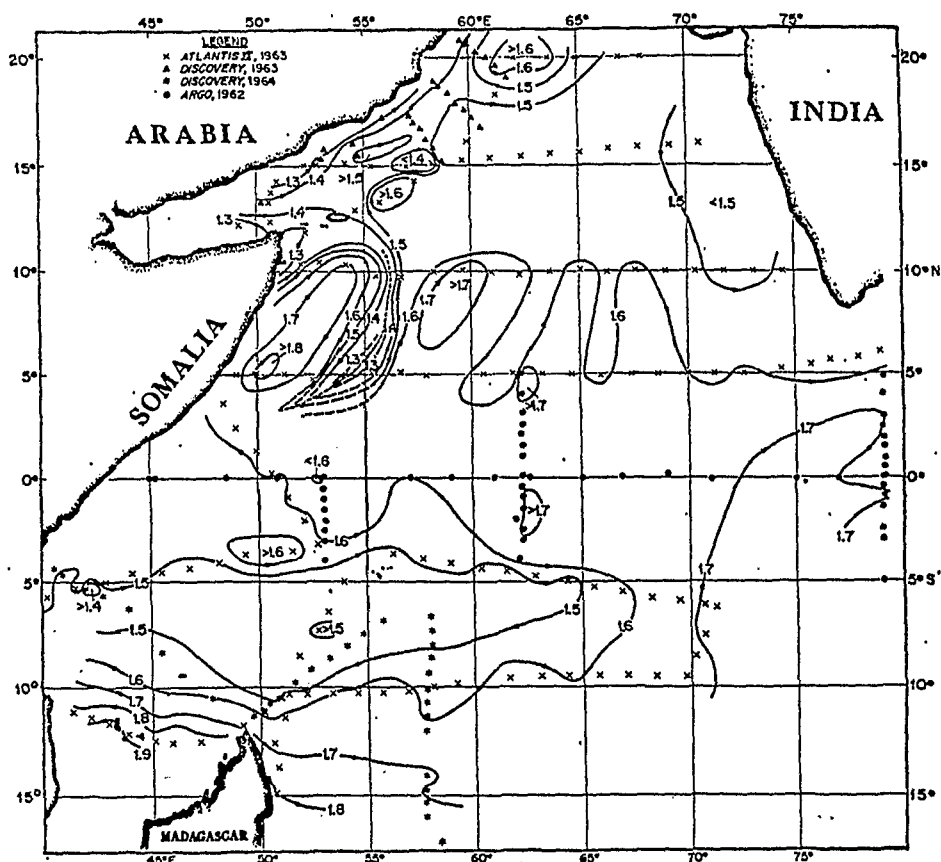


Abb. 4.1.a: Dynamische Topographie der Meeresoberfläche relativ zu 1000 dbar während des Sommermonsuns Juni - September , (aus Bruce, 1968)

hier im Vergleich zum Atlantik und Pazifik bisher relativ wenige Experimente durchgeführt. Entsprechend gering ist die Anzahl der verfügbaren hydrographischen Stationen. Daher ist es nicht möglich, eine Beschreibung der dynamischen Topographie und damit der Zirkulation mit einer besseren räumlichen und zeitlichen Auflösung zu geben, als Bruce (1968) es tat.

Wie jedoch bereits im vorigen Abschnitt (Abb. 3.4 und 3.5) angedeutet, ist die Topographie der 20° C - Isotherme, die etwa in der Mitte der Sprungschicht liegt, der dynamischen Topographie der Meeresoberfläche proportional. Temperatur-

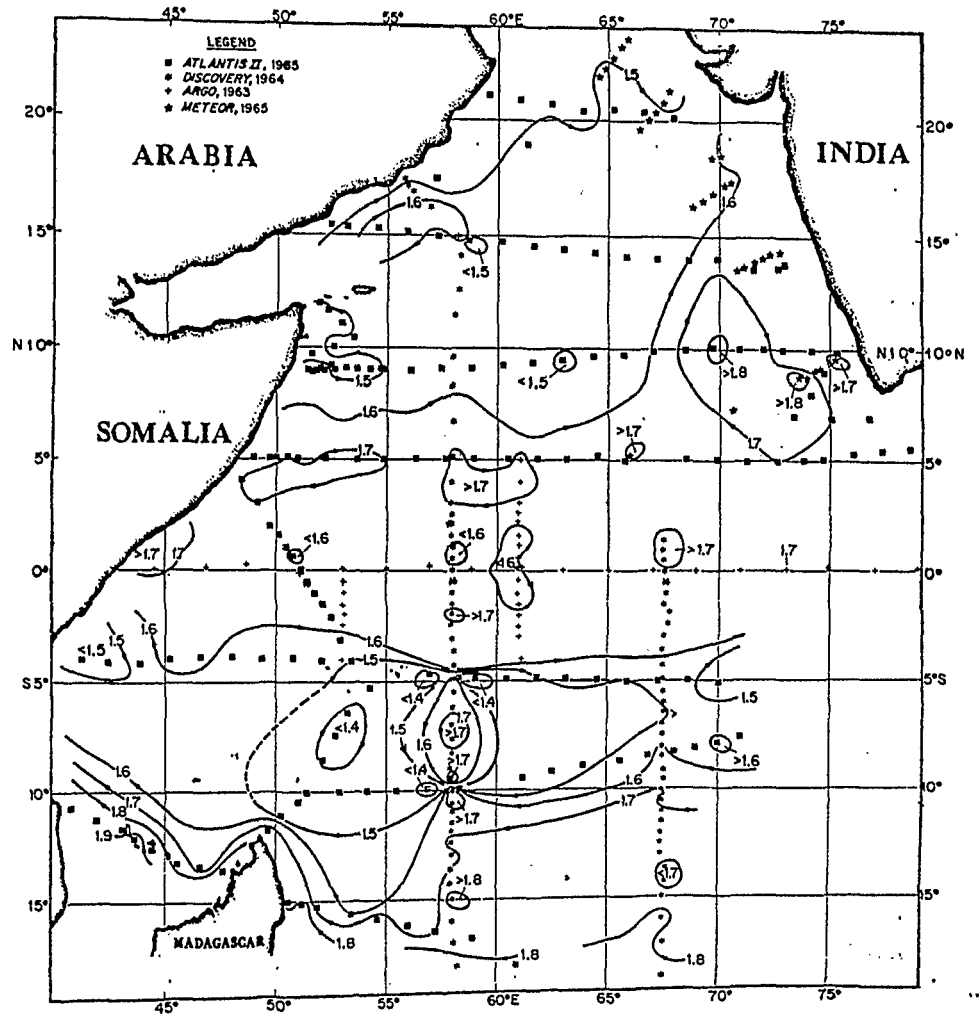


Abb. 4.1.b: wie Abb. 4.1.a, im Wintermonsun, Dezember-April

profile aus Messungen mit Bathythermographen (BTs) sind in einem weit höheren Maße verfügbar als hydrographische Stationsdaten. In diesem Kapitel werden mittlere monatliche Verteilungen der Tiefe der  $20^{\circ}\text{C}$  - Isotherme beschrieben und die daraus abgeschätzte mittlere Zirkulation und deren langperiodische Veränderlichkeit in Relation zum Windfeld diskutiert.

Das betrachtete Gebiet erstreckt sich von  $15^{\circ}\text{S}$  bis  $15^{\circ}\text{N}$  und von der afrikanischen Küste bis  $65^{\circ}\text{E}$ . Es überdeckt damit das äquatoriale Stromsystem sowie die beiden Randströme,

den Ostafrikanischen Küstenstrom und den Somalistrom (Abb.3.1).

#### 4.1. Aufbereitung der Daten und Abschätzung der Fehler

##### (a) Datenquellen

Die Tiefen der  $20^{\circ}$  C-Isothermen wurden vertikalen Temperaturprofilen von hydrographischen Stationen, mechanischen BTs und XBTs entnommen. Insgesamt sind 8990 Daten für diese Untersuchung verfügbar, die aus den folgenden Quellen zusammengestellt wurden:

- NODC hydrographische Stationen, verfügbar am Institute of Oceanographic Sciences, Wormley, Stand von 1975
- BTs vom Hydrographic Department, Ministry of Defense (Navy), England, Stand von 1978
- hydrographische Stationen der East African Marine Fisheries Research Organisation, Sansibar, 1969-1970 (V. Truesdale, pers. Mitteilung)
- XBTs von einem Tanker "ship of opportunity" Programm, 1975-1978 (J. Bruce, pers. Mitteilung)
- XBTs der Atlantis II Fahrt 1976, (J. Luyten, persönliche Mitteilung)
- Profilstrommesserdaten der "La Curieuse" 1975/76, (A. Leetmaa, pers. Mitteilung)

Im Vergleich zur Internationalen Indischen Ozean Expedition von 1960-1965 (Wyrтки, 1971) hat sich die Anzahl der verfügbaren Daten etwa verdoppelt. Daten des Indischen Ozean Experiments 1979 (siehe Kapitel 5) werden bei dieser Untersuchung nicht benutzt, um den Datensatz nicht bezüglich dieses Experiments zu wichten.

##### (b) Datenreduktion

Die Tiefen der  $20^{\circ}$  C - Isothermen wurden für jeden Monat in Quadraten mit Seitenlängen von jeweils  $1^{\circ}$  geographischer Breite und Länge gemittelt. Damit werden alle Veränderungen

mit räumlichen Skalen kleiner als 110 km und mit Perioden kürzer als zwei Monate vernachlässigt. Nicht berücksichtigt ist damit ebenfalls die zwischenjährliche Variabilität. Die Verteilung der Daten ist nicht homogen, sowohl räumlich als auch zeitlich. Die meisten Messungen stammen aus der Zeit des SW-Monsuns. Zudem ist die Stationsdichte in der Nähe der afrikanischen Küste viel höher als im offenen Ozean. Am schlechtesten überdeckt sind die nordöstliche und südöstliche Ecke des betrachteten Gebietes.

Die Anzahl der  $1^{\circ}$  Quadrate, die keinen Datenpunkt enthalten, schwankt zwischen 44% und 64% des Gesamtgebietes für die verschiedenen Monate. Diese Lücken im Datensatz wurden zwischen benachbarten Werten mit einer Dreieckswichtung räumlich und im Zeitbereich interpoliert. Anschließend wurden alle Daten mit der gleichen Wichtung über 330 km ( 9 Quadrate) räumlich geglättet, um das kleinskalige Rauschen zu verringern.

### (c) Fehlerabschätzung

Um einen Eindruck von der Qualität der linearen Beziehung zwischen der Tiefe der  $20^{\circ}$  C-Isotherme und der dynamischen Höhe der Meeresoberfläche relativ zu einem tiefen Bezugsniveau (1500 dbar) zu erhalten, sind diese gegeneinander in Abb. 4.2 aufgetragen. Die hier benutzten Daten stammen von CTD-Profilen aus dem Indischen Ozean Experiment 1979<sup>+</sup> (Abb.5.1). Die absolute dynamische Höhe der Meeresoberfläche ist in starkem Maße von der Temperatur der Deckschicht abhängig. Da diese einen starken Jahresgang aufweist (Wyrтки, 1971), hier

---

<sup>+</sup>Obwohl die Messungen während INDEX nur in einem Teilbereich des hier untersuchten Gebietes überdecken, sind sie wegen der inhomogenen Wassermassenverteilung vor der Somaliküste (Molinari et al., 1981) für die Fehlerrechnung repräsentativ für den westlichen Indischen Ozean.

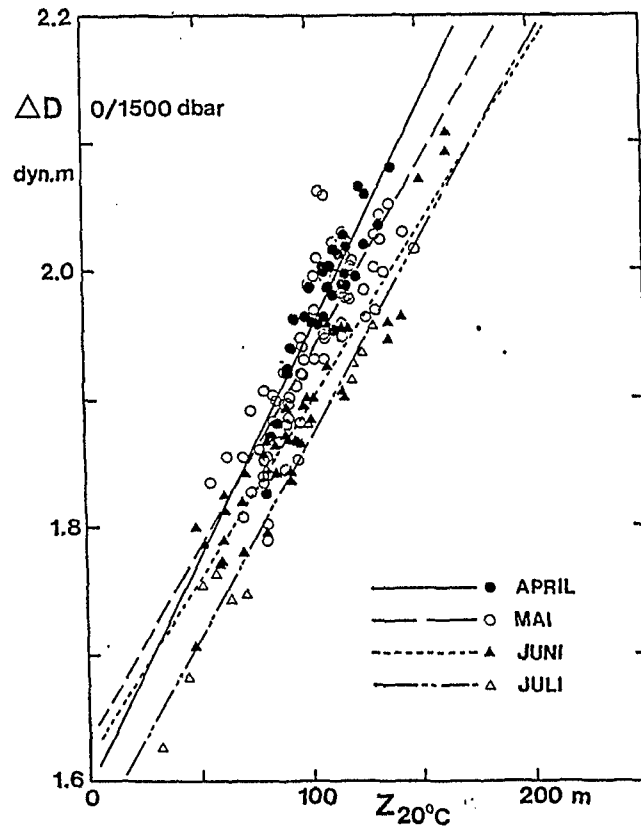


Abb. 4.2.: Regression der Tiefe der  $20^\circ C$ -Isotherme und der dynamischen Höhe der Meeresoberfläche relativ zu 1500 dbar für verschiedene Monate. Die Werte sind CTD-Profilen von INDEX 1979 vor der Somaliküste entnommen (Abb. 5.1)

aber nur Interesse an den Gradienten der Topographie besteht, sind alle Daten von jeweils einem Monat zusammengefaßt. Die Ergebnisse der monatlichen Regression sind in Tabelle 4.1 dargestellt.

In allen Fällen ist die Regression auf dem 95% Niveau signifikant von Null verschieden. Die Steigungen der Regressionsgeraden für die verschiedenen Monate sind signifikant nicht voneinander verschieden. Die Standardabweichung der dynami-

Tabelle 4.1.:

Lineare Regression zwischen  $20^{\circ}$  C-Isothermentiefen und dynamischen Höhen der Meeresoberfläche relativ zu 1500 dbar. Die Daten stammen von CTD-Profilen aus INDEX 1979.

Monat 1979	Anzahl der Daten	Regres- sions- koeff.	Standardabweichung dyn. Höhe dyn. cm	$z_{20^{\circ} \text{ C}}$ m	Geraden- steigung $\times 10^{-2}$	Fehler der Steig.
April	32	0.91	2.3	6.5	0.353	0.071
Mai	72	0.82	3.7	12.3	0.300	0.047
Juni	41	0.95	2.8	10.2	0.275	0.034
Juli	12	0.98	2.5	8.1	0.308	0.056

schen Höhen von der Regression für die verschiedenen Monate liegt zwischen 2.3 dyn.cm und 3.7 dyn.cm, entsprechend einem Fehler der  $20^{\circ}$  C-Isothermentiefe zwischen 7 m und 12 m. Hieraus läßt sich also folgern, daß Höhenunterschiede in der Topographie der  $20^{\circ}$  C-Isotherme, die 20 m übersteigen, herangezogen werden können, um geostrophische Strömungen daraus abzuschätzen.

In den Gebieten der Randströme, deren Transporte in Abschnitt 4.3.2. diskutiert werden, liegt eine Datendichte von mindestens fünf Werten pro Quadrat vor. Damit verringert sich hier der Fehler der Tiefenbestimmung durch die Mittelwertbildung um mehr als die Hälfte auf  $\pm 5$  m, Höhenunterschiede in der Topographie von mehr als 8 m sind signifikant von Null verschieden.

#### 4.2. Monatskarten der $20^{\circ}$ C-Isothermentopographie - die mittlere Zirkulation

Die mittlere Topographie der  $20^{\circ}$  C-Isotherme für die einzelnen Monate zeigt Abb. 4.3. Zu jeder Karte ist die Gesamtzahl der Beobachtungsdaten und die räumliche Überdeckung des Gebietes mit Daten in Prozent angegeben.

Während des gesamten Jahres befindet sich zwischen  $5^{\circ}$  S und  $10^{\circ}$  S ein flacher Rücken in der Topographie. Er repräsentiert das Gebiet zonaler Scherung zwischen dem nach Westen fließenden Südäquatorialstrom auf seiner südlichen Seite und ostwärts setzenden Strömungen an seiner Nordflanke, dem Äquatorialen Gegenstrom während des Nordwinters und dem SW-Monsunstrom im Sommer.

In fast allen Monaten werden die Isobathen der  $20^{\circ}$  C-Flächen im Südäquatorialstrom westlich von  $60^{\circ}$  E nach Süden abgelenkt, was einer Linksdrehung des Stroms entspricht. Diese Auslenkung hängt möglicherweise mit der Topographie des Maskarenenrückens zusammen. Dieser erstreckt sich von den Seychelleninseln aus nach Südosten (Abb. 1) und hat eine Wassertiefe von teilweise weniger als 200 m. Die mittlere Breite des Rückens beträgt 200 km. Wegen der Erhaltung der potentiellen Vorticity  $(S+f)/H$  beim Überströmen dieses Rückens bewirkt die Abnahme der Wassertiefe eine Verringerung der relativen Vorticity  $S = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y$  was eine Linksdrehung des Südäquatorialstroms zur Folge hat. Man muß hier jedoch berücksichtigen, daß die Datendichte in diesem Gebiet im Vergleich zu den Küstenregionen gering ist und dementsprechend die Konturen der  $20^{\circ}$  C-Isothermentiefen nicht so abgesichert sind wie in anderen Gebieten.

Der Südäquatorialstrom spaltet sich östlich von Madagaskar auf. Ein Teil fließt als Ostmadagaskarstrom nach Süden (Abb. 3.1), der andere Teil passiert die Nordspitze Madagaskars in einem schmalen Band, wie die Verengung der Tiefenkonturen

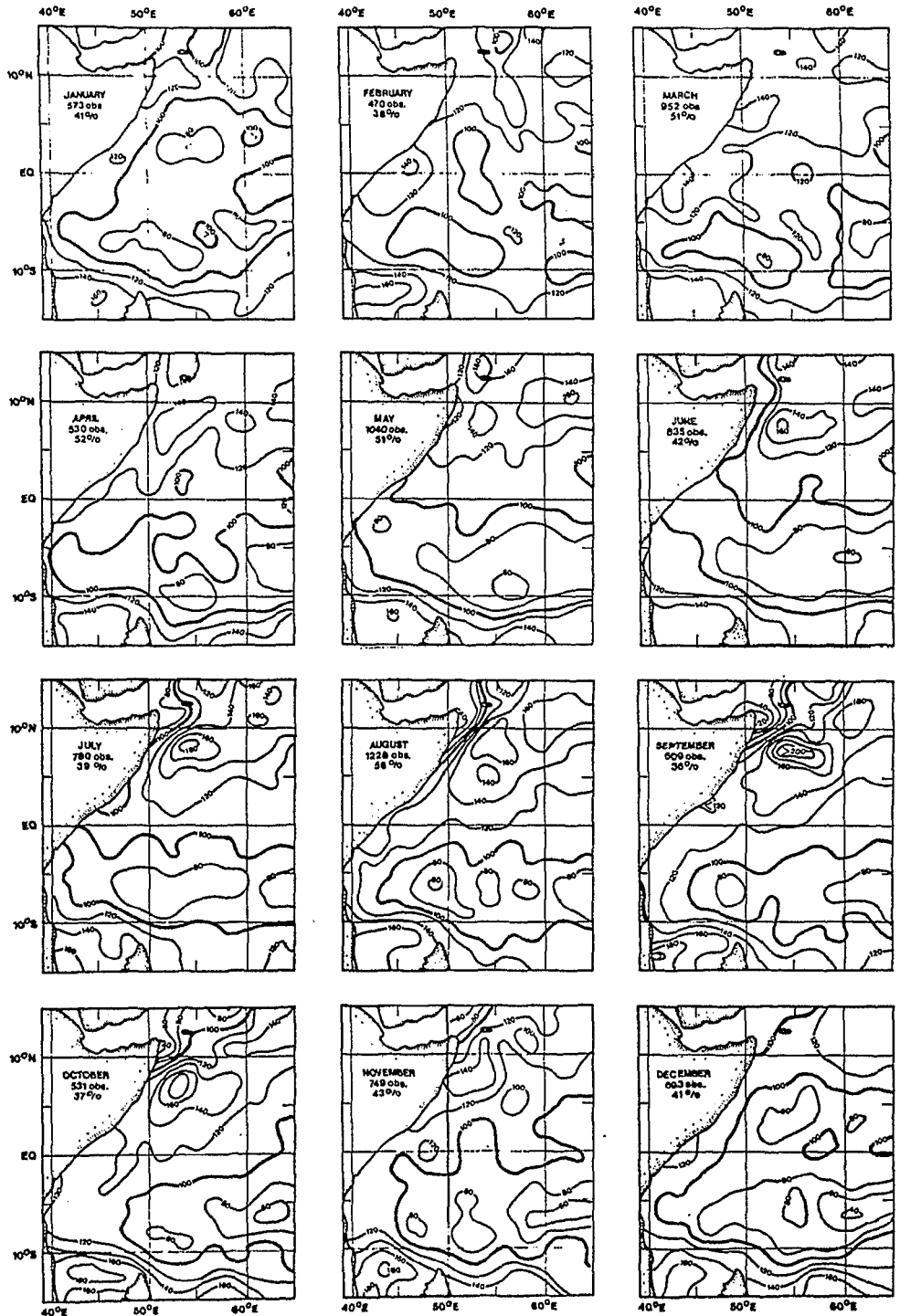


Abb. 4.3.: Mittlere monatliche Verteilung der Tiefe (in Metern) der 20° C-Isotherme. Konturenintervall 20 m. Die Anzahl der benutzten Daten und die räumliche Überdeckung des Gebietes sind für jeden Monat angegeben



zwischen Kap Amber und den Farquhar Inseln ( $10^{\circ}$  S,  $51^{\circ}$  E) anzeigt.

Vor der ostafrikanischen Küste bei  $9^{\circ}$  S spaltet sich der Südäquatorialstrom weiter in den nordwärts fließenden Ostafrikanischen Küstenstrom und den nach Süden setzenden Mozambiquestrom auf (Abb. 3.1). Ein Teil des südwärts fließenden Wassers wird über einen zwischen Afrika und Madagaskar liegenden antizyklonischen Wirbel in den Südäquatorialstrom zurückgeführt.

Nördlich des Äquators sind die Veränderungen der Topographie im Verlauf des Jahres bedeutend stärker als in der südlichen Hemisphäre. Die horizontalen Gradienten der  $20^{\circ}$  C-Isothermentopographie vor der Somaliküste wechseln ihre Richtung mit dem Wechsel des monsunalen Windfeldes (Abb. 4.3). In der Zeit des voll entwickelten NE-Monsuns im Januar und Februar zeigt der Gradient vor Somalia einen kontinuierlichen, südwärts fließenden Randstrom an, in Übereinstimmung mit Schotts (1935) mittleren Stromkarten (Abb. 3.1). Der weniger als 80 m flache Dom in der Topographie, dessen Zentrum bei  $3^{\circ}$  N,  $55^{\circ}$  E liegt, ist typisch für die zyklonische Zirkulation des NE-Monsuns. Oberflächenstromfolgende Driftkörper, die im Dezember 1977 ausgesetzt wurden, (Régier, 1978), umrundeten dieses Hoch in der Topographie im Januar und Februar.

Bereits im März wechselt der Gradient nördlich von  $5^{\circ}$  N vor Somalia seine Richtung, südlich von  $5^{\circ}$  N kehrt der Somalistrom erst im Mai seine Richtung um (Abb. 4.3). In der Anfangsphase des SW-Monsuns kann der Somalistrom sich bei etwa  $4^{\circ}$  N von der Küste lösen und an seiner Nordflanke Auftrieb entstehen (Düing et al., 1980; Evans und Brown, 1981). Dieses Auftriebsgebiet ist in der Julikarte (Abb. 4.3) angedeutet. Seine horizontale Ausdehnung ist jedoch wegen des weiten Gitternetzes nicht fein genug aufgelöst.

Im Gegensatz dazu läßt sich die Entwicklung des Wirbels im

nördlichen Somalibecken deutlich verfolgen. Dieser baut sich nach dem Einsatz des SW-Monsuns im Juni auf und bereits im Juli erreichen die mittleren  $20^{\circ}$  C-Isothermentiefen in seinem Zentrum eine Tiefe von über 180 m. Der Wirbel verstärkt sich noch bis in den August und ändert sich in seiner Intensität bis zum Oktober nur wenig. Gleichzeitig mit dem Wirbel intensiviert sich an seiner Nordflanke das Auftriebsgebiet vor Ras Hafun (Abb. 4.3).

Erst im Dezember, also drei Monate nach dem Abschwächen des SW-Monsuns und einen Monat nach dem Einsatz des NE-Monsuns, sind jegliche Anzeichen antizyklonischer Bewegung im nördlichen Somalibecken verschwunden. Südlich von  $5^{\circ}$  N wechselt der Somalistrom seine Richtung bereits im Oktober und folgt damit der Umkehr des Windfeldes ohne Zeitverzögerung.

#### 4.3. Schwankungen mit Jahresperiode

##### 4.3.1. Ergebnisse der Fourieranalyse

Die Zeitserien der  $20^{\circ}$  C-Isothermentiefen für jedes Gitterquadrat wurden einer Fourieranalyse unterworfen. Es zeigt sich, daß mehr als 90% der Varianz auf die Perioden von 12 und 6 Monaten entfällt. In Abb. 4.4 sind Amplitude und Phase der Jahresschwankung dargestellt. Die Phase ist derjenige Monat, in dem die  $20^{\circ}$  C-Isotherme ihre größte Tiefe erreicht. Wie bereits aus Abb. 4.3 ersichtlich ist, befinden sich die stärksten Schwankungen im Gebiet des nördlichen Somaliwirbels und im Auftriebsgebiet vor Ras Hafun. Beide Gebiete sind durch ein schmales Band geringer Amplituden getrennt und sind um sechs Monate phasenverschoben. Nordöstlich des Somaliwirbels liegt ein zweites Maximum in der Amplitudenverteilung. Es ist in Phase mit dem Somaliwirbel und gehört zu einem zweiten, wenn auch schwächeren antizyklonischen Wirbel. In den topographischen Karten ist er während des SW-Monsuns zu erkennen (Abb. 4.3 , siehe auch Abb. 3.4).



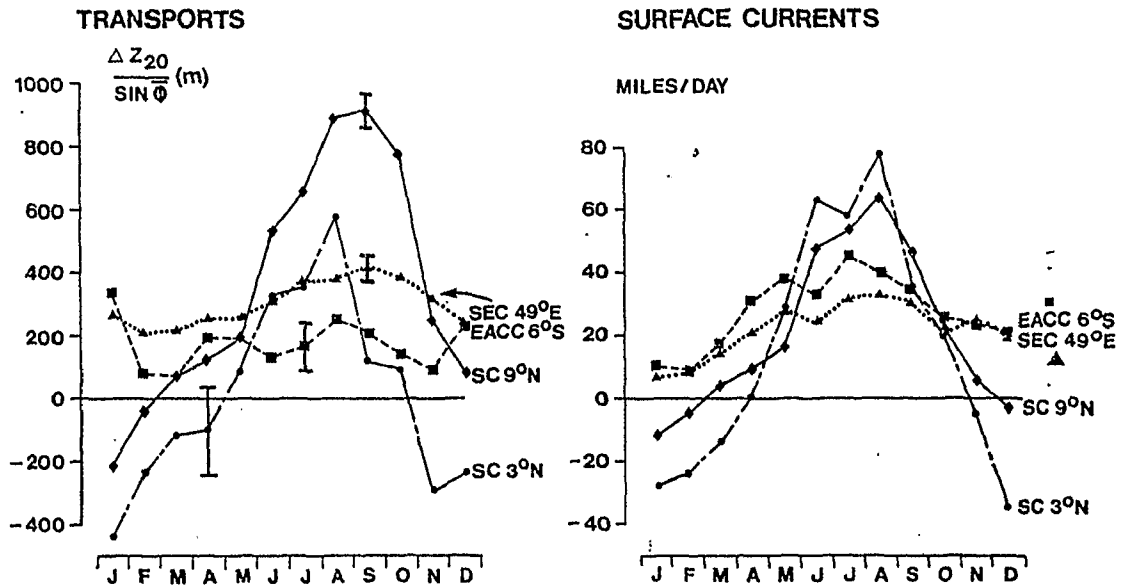


Abb. 4.5.: Abschätzung der jahreszeitlichen Transporte im Somalistrom bei 3° N und 9° N (SC3 und SC9), im Ostafrikanischen Küstenstrom bei 6° S (EACC6) und im Südäquatorialstrom bei 49° E (SEC49). Zur Berechnung siehe Text. Lage der Schnitte in Abb. 4.4. Die Fehlergrenzen entsprechen einer Ungenauigkeit der 20° C-Isothermentiefen von  $\pm 5$  m. Die mittleren Oberflächenströmungen quer zu den Schnitten sind dem Stromatlas (KNMI, 1952) entnommen.

dem geostrophischen Anteil der Transporte quer zu den Schnitten. Die angegebenen Fehler entsprechen dem Fehler von  $\pm 5$  m in der Tiefenbestimmung der 20° C-Isothermen. Die Lage der Schnitte, zwei im Somalistrom bei 3° N und 9° N und je einer im Ostafrikanischen Küstenstrom und im Südäquatorialstrom ist in Abb. 4.4 gezeigt.

Da die Tiefen der betrachteten Strömungen in den verschiedenen Regionen nicht gleich sind, lassen sich diese Werte nicht direkt untereinander vergleichen. Ihre jahreszeitliche Variabilität, die hier interessiert, wird jedoch deutlich wieder-

gegeben. Auf der rechten Seite von Abb. 4.5 sind die mittleren Oberflächenströmungen quer zu den Schnitten gezeigt. Diese Werte sind aus den Schiffsdriftbeobachtungen (KNMI, 1952) ermittelt.

#### (a) Der Südäquatorialstrom

Nördlich von Madagaskar schwankt der nach Westen gerichtete Transport des Südäquatorialstroms um mehr als 50% des Jahresmittels während des Jahres, das Maximum wird während des späten SW-Monsuns im September erreicht (Abb. 4.5). Die Ursache dafür liegt an der Überlagerung zweier Effekte. Die Nordgrenze des Stromes erreicht ihre nördlichste Position im November (Abb. 4.3) und ein relativ großer Anteil des Südäquatorialstroms fließt an der Nordspitze Madagaskars vorbei. Diese meridionale Verlagerung des Südäquatorialstroms hat ihren Grund darin, daß die Kalmen im NE-Monsun ihre nördlichste Lage erreichen. Die mittleren Stromgeschwindigkeiten an der Oberfläche und Gradienten der  $20^{\circ}$  C-Isothermentopographie (Abb. 4.5) erreichen ihre größte Stärke aber bereits im August, da sie durch Ekman-Strömungen direkt an das Windfeld gekoppelt sind, das seine größte Stärke im SW-Monsun erreicht. Das Transportmaximum im September (Abb. 4.5) liegt genau zwischen Juli und November, entsprechend einer Überlagerung beider Effekte.

Im Gegensatz dazu lassen geostrophische Transportberechnungen auf Grund einzelner hydrographischer Schnitte nördlich von Madagaskar auf keine jahreszeitlichen Schwankungen schließen. (Tabelle 4.2). Relativ zu 1000 dbar beträgt der Transport in den oberen 200 m zwischen Kap Amber und den Farquhar Inseln  $14.1 \pm 1.4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  und  $25.6 \pm 3.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  in den oberen 500 m. Es muß hier allerdings berücksichtigt werden, daß diese Messungen in verschiedenen Jahren durchgeführt wurden und daher zwischenjährliche Variabilität den jahreszeitlichen Schwankungen überlagert sein können. Weiter nördlich, zwi-

Tabelle 4.2.: Geostrophische Transporte im Südäquatorialstrom zwischen Madagaskar und der Seychellenbank in  $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ . Positive Transporte sind nordwestwärts gerichtet.

Breitenbereich	Schiff Zeit Tiefenber.	Shackleton Feb 75	Vityaz März 1960	Atlantis Mai 65	Discovery Juli 64	Shackleton Aug. 75
11°40' - 10°20'S	0-200m	12.7	14.9	14.7	16.7	14.6
	0-500m	26.3	29.9	23.8	26.3	21.5
10°20' - 6°30'S	0-200m	9.5	4.3 <sup>+</sup>	3.3	-0.2	6.3
	0-500m	-0.8	2.1 <sup>+</sup>	3.7	-0.6	12.2

<sup>+</sup>nur bis 6° 55' S

schen den Farquhar Inseln und der Seychellenbank ist der mittlere Transport mit  $4.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  (0-200 m) und  $3.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  (0-500 m) nach Nordwesten gerichtet. Wegen der großen Variabilität sind diese Werte jedoch nicht signifikant von Null verschieden (Tabelle 4.2).

#### (b) Der Ostafrikanische Küstenstrom

Im Ostafrikanischen Küstenstrom bei 6° S zeigen die Transporte kein jahreszeitliches Signal, während die direkt bestimmten Oberflächenströmungen, wie beim Südäquatorialstrom, mit dem lokalen Wind in Phase sind. Die Transportabschätzungen in diesem Gebiet sind jedoch relativ unsicher. Das liegt daran, daß der Ostafrikanische Küstenstrom im Mittel nur etwa 100 km bis 150 km breit ist (Leetmaa, 1972, 1973; Swallow und Luyten, 1976; siehe auch Kapitel 5) und damit von der hier benutzten

Gitterweite von 110 km nicht adäquat aufgelöst wird. Aus der Entwicklung der  $20^{\circ}$  C-Isothermentopographie läßt sich jedenfalls keine Schwankung des Transports mit Jahresperiode erkennen. Insbesondere findet kein Anstieg des Transports mit dem Einsatz des SW-Monsuns statt. Dies ist mit Hilfe direkter Strommessungen bestätigt worden (siehe Kapitel 5.).

### (c) Der Somalistrom

Wie bereits in Abb. 4.4 ersichtlich, zeigt sich die stärkste jahreszeitliche Variabilität im Somalibecken. Die Entwicklung der Transporte im nördlichen und im südlichen Teil des Somaliströms weichen jedoch stark voneinander ab.

Bei  $3^{\circ}$  N ist der Transport zwischen November und April nach Süden gerichtet (Abb. 4.5). Im Mai kehrt er sich nach Norden um. Diese Umkehr findet bereits einen Monat vor dem klimatologisch großräumigen Einsatz des SW-Monsuns (Fieux und Stommel, 1977) statt. Der Fehlerbereich der Transporte ist wegen der Nähe des Äquators zwar groß, bestätigt wird diese Umkehr jedoch durch die direkt gemessenen Oberflächenströmungen, die schon im April ein Ende des Südstroms anzeigen. Dieser frühzeitige Einsatz des Somaliströms in Äquatornähe bestätigt die Modellrechnungen, die andere Effekte als den großräumigen Monsuneinsatz für die Umkehr des Stroms in Äquatornähe verantwortlich machen (siehe Kapitel 3).

Mit dem Abschwächen des SW-Monsuns im September nimmt der Transport ab und kehrt sich nach dem Einsatz des NE-Monsuns im November um. Die Oberflächenströmungen (Abb. 4.5) zeigen qualitativ das gleiche Bild.

Im nördlichen Teil des Somaliströms existiert nur während des voll entwickelten NE-Monsuns ein nach Süden gerichteter Strom. Wie bereits oben erwähnt, kehrt sich der Strom hier im März um, bleibt aber schwach bis zum Mai. Im Juni, nach dem klimatologische mittleren Einsatz des SW-Monsuns (Fieux und Stommel, 1977),

entwickelt sich der antizyklonische Wirbel im nördlichen Somalibecken (Abb. 4.3) und starker Auftrieb entsteht vor Ras Hafun. Obwohl die zeitliche Auflösung von nur einem Monat gering ist, läßt sich sagen, daß sich der Wirbel nördlich von  $4^{\circ}$  N entwickelt. Es liegen keine Anzeichen dafür vor, daß er vom Äquator nordwärts in seine Position wandert, wie es von einigen Modellen vorhergesagt wird (siehe Kapitel 3).

Obwohl der Oberflächenstrom bereits im Oktober schwächer wird, bleiben die Transporte nahezu konstant (Abb. 4.5). Erst im Januar, zwei Monate nach dem Einsatz des Nordostmonsuns, hat sich der Transport nach Süden umgekehrt. In der Zeit des NE-Monsuns erreichen die Transporte und oberflächennahen Stromgeschwindigkeiten nur etwa ein Drittel der Werte des SW-Monsuns.

Zwischen den Transporten im nördlichen und im südlichen Teil des Somalistroms besteht also eine Phasenverzögerung von ein bis zwei Monaten. Der südliche Teil kehrt sich im April oder Mai um, also vor dem Monsuneinsatz; dagegen ist ein Response im Norden erst im Juni festzustellen. Der nördliche Wirbel bleibt über den SW-Monsun hinaus in den Oktober/November hinein bestehen, während der Strom sich im Süden bereits im September abschwächt.

#### 4.4. Schwankungen mit einer Periode von sechs Monaten

##### 4.4.1. Vergleich mit Wyrtekis (1973) Resultaten

Wyrteki (1973) beschrieb als erster einen windgetriebenen, ostwärts fließenden äquatorialen Jet, der in einem nur etwa 500 km breitem Band symmetrisch zum Äquator über den Indischen Ozean fließt. Dieser Jet existiert nur in den Übergangsphasen zwischen den Monsunperioden von April bis Mai und von Oktober bis November. In diesen Monaten nimmt die mittlere Tiefenlage der Sprungschicht im westlichen Indischen Ozean ab, während sie auf der Ostseite vor Sumatra zunimmt. Wyrteki schloß da-



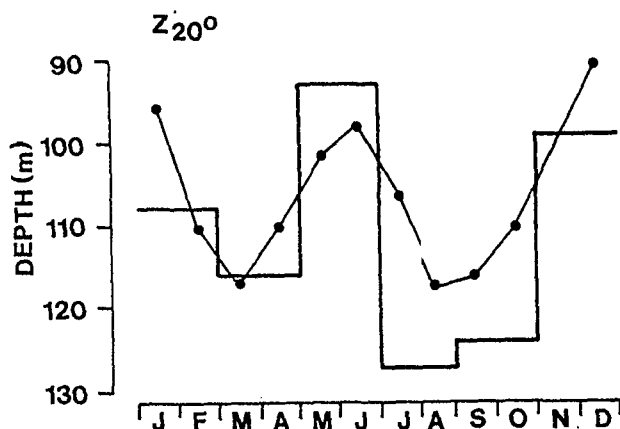


Abb. 4.6.: Mittlere Tiefe der  $20^{\circ}$  C-Isotherme in dem Gebiet von  $5^{\circ}$  S bis  $5^{\circ}$  N und von der Küste bis  $65^{\circ}$  E. Mittelwerte über zwei Monate nach Wyrтки (1973), Monatsmittel nach dem hier benutzten Datensatz.

raus, daß dieser Jet mit Oberflächenwasser aus der Region vor Ostafrika gespeist wird. Aus der Annahme der mittleren Tiefe der  $20^{\circ}$  C-Isotherme in einem Gebiet, das sich von  $5^{\circ}$  N bis  $5^{\circ}$  S und von der Küste bis  $65^{\circ}$  E erstreckt, schätzte er die Zufuhr aus dieser Region auf  $13 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  während des Frühjahrs und auf  $14 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  im Herbst.

In Abb. 4.6 sind Wyrtkis Mittelwerte über zwei Monate sowie monatliche Mittelwerte des hier benutzten Datensatzes dargestellt. Diese zeigen eine klare Schwankung mit einer Periode von sechs Monaten, die nicht von den Zweimonatswerten aufgelöst ist. Die Tiefenabnahme in der Zeit des Jets ist in beiden Kurven ungefähr gleich, Zweimonatsmittel der neuen Daten würden diese Amplitude jedoch auf etwa 70% reduzieren.

Amplituden und Phasen der Halbjahresschwankung zeigen die räumliche Verteilung des Signals (Abb. 4.7). Im Gegensatz zur Jahresperiode (Abb. 4.4) ist hier die Fluktuation im Großteil des betrachteten Gebietes in Phase. Maximale Tiefen werden im Februar-März und im August-September erreicht. Die Am-

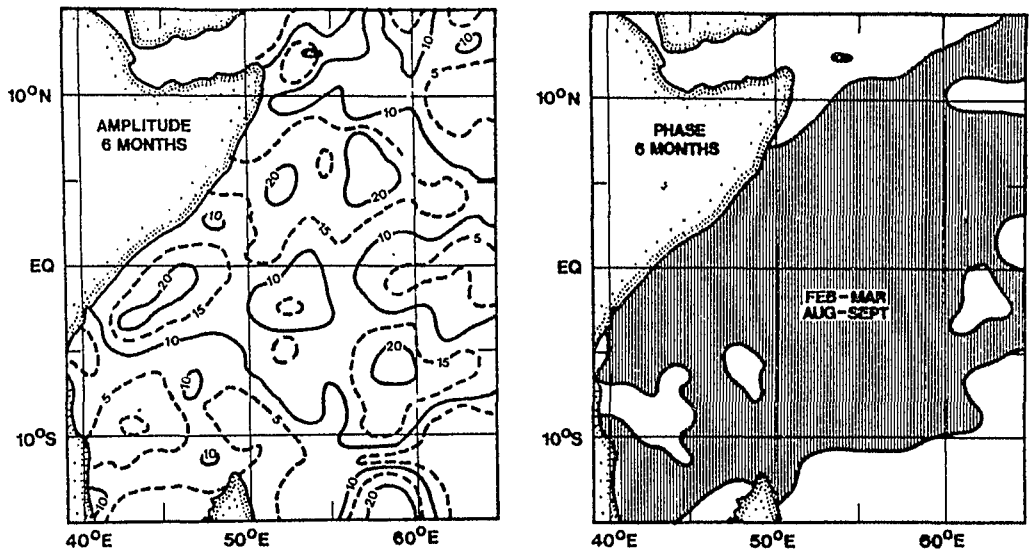


Abb. 4.7.: Amplituden und Phasen der Schwankung der 20° C-Isothermentiefen mit sechs Monaten Periode

plitudenverteilung weist eine starke Struktur auf, die nicht von Wyrtkis Mittelwerten erfaßt sind. Größte Amplituden finden sich bei 5° N und bei 5° S sowie entlang der Küste zwischen diesen beiden Breiten. Ein Band geringer Fluktuationen erstreckt sich entlang des Äquators.

Das Gebiet, das von dem äquatorialen Jet beeinflusst wird, scheint also viel größer zu sein als ursprünglich von Wyrtki (1973) angenommen. Nimmt man als Grenzen 10° N und 10° S, wo die Amplituden meist auf weniger als 5 m reduziert und die Schwankungen nicht mehr phasengleich mit dem äquatorialen Bereich sind, ergibt sich ein mittlerer Ausstrom von  $15 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  aus diesem Gebiet über einen Zeitraum von drei Monaten. Es ist bemerkenswert, daß trotz der asymmetrischen Verteilung von Land und Ozean eine nahezu gleichgroße Wassermenge aus dem Teil nördlich ( $8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) und südlich ( $7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) des Äquators abfließt.

#### 4.4.2. Modellrechnungen zum Wyrтки-Jet

Eine am Äquator nach Osten fließende Oberflächenströmung bewirkt im westlichen Teil des Ozeans eine Anhebung der Sprungschicht. Dies zeigten sowohl O'Brien und Hurlburt (1974) als auch Cane (1979) in numerischen Modellrechnungen. Diese Autoren treiben einen äquatorialen Jet durch einen nach Osten gerichteten Windstress an, der über den gesamten Ozean reicht. In Abb. 4.8 ist die Topographie der Sprungschicht 40 Tage nach Einsetzen des Westwindes dargestellt (Cane, 1979). Diese steht qualitativ und quantitativ in guter Übereinstimmung mit der beobachteten Amplitudenverteilung der halbjährigen Schwankung der  $20^{\circ}$  C-Isothermentiefe (Abb. 4.7). Im Modell wie auch in den Beobachtungen liegen die stärksten Schwankungen an der Küste und etwa  $4-5^{\circ}$  nördlich und südlich des Äquators vor.

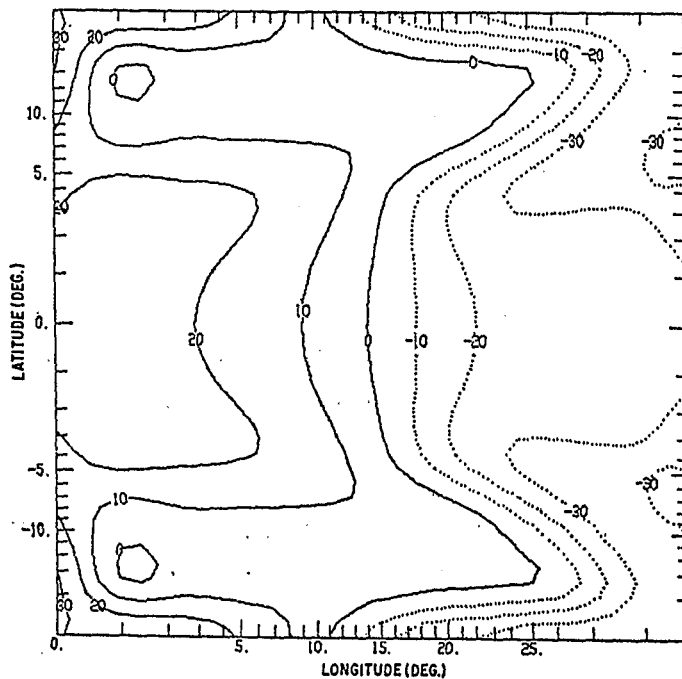


Abb. 4.8.: Linearer Response der Tiefe der Sprungschicht nach 40 Tagen auf einen gleichförmigen Wind von Westen. (nach Cane, 1979). Positive Werte bei Anheben der Sprungschicht. Die räumlichen Skalen sind verzerrt.

In einem anderen numerischen Modell (Philander und Pacanowski, 1980) ist die treibende Kraft auf den zentralen Teil des Ozeans beschränkt. Hier wird der äquatoriale Jet nur in dem Gebiet erzeugt, in dem der Stress an der Oberfläche angreift. Nach Osten setzt er sich bis fast an den Rand des Ozeans fort, im Westen dagegen klingt der Oststrom innerhalb von 250 km auf Null ab.

4.4.3 Interpretation der Schwankung mit sechs Monaten Periode  
Klimatologische Windkarten (Hastenrath und Lamb, 1979a) zeigen, daß die äquatorialen Westwinde der Monsunzwischenphasen im Frühjahr und im Herbst eine unterschiedliche Struktur besitzen. Abb. 4.9 zeigt die zonale Windstresskomponente entlang des Äquators für April und Oktober. Im April reicht der Westwind bis etwa  $65^{\circ}$  E, während diese Grenze im Herbst bei etwa  $55^{\circ}$  E liegt. Zusätzlich ist die Stärke des Windstresses über dem zentralen Indischen Ozean im Herbst etwa zweimal so groß wie im Frühjahr.

Diese starken Unterschiede im Windfeld lassen vermuten, daß auch der äquatoriale Jet und damit die Schwankungen der Sprungschichttiefe Unterschiede zwischen Frühjahr und Herbst aufweisen. Daher wurden die Zeitreihen der  $20^{\circ}$  C-Isothermentiefen für die Frühjahr-Sommer-Periode und die Herbst-Winter-Periode einer getrennten Fourieranalyse unterzogen, nachdem das Jahressignal von den Zeitreihen subtrahiert wurde.

Überraschenderweise ergibt sich jedoch in beiden Zeitabschnitten qualitativ die gleiche Amplitudenverteilung wie im Jahresmittel (Abb. 4.7). Der einzige Unterschied besteht darin, daß während des Frühjahrs eine relativ größere Sprungschichtanhebung am Äquator unmittelbar vor der afrikanischen Küste beobachtet wird.

Es sieht also so aus, als ob das Ansteigen der Sprungschicht vor Ostafrika im Frühjahr und Herbst sowie das Absinken im

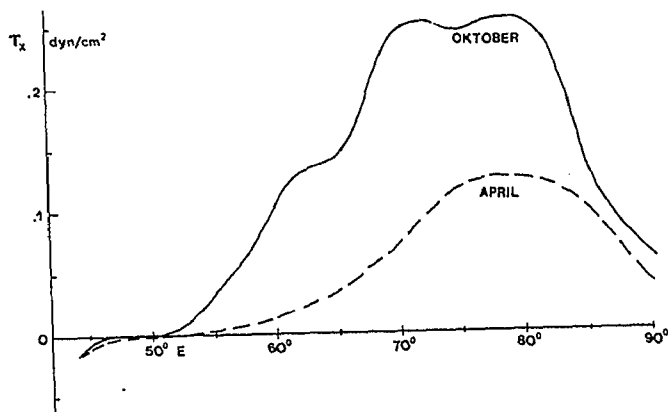


Abb. 4.9.: Zonale Komponente des Windstress am Äquator für April und Oktober (positiv = ostwärts). Die zur Berechnung nötigen Windgeschwindigkeiten wurden dem Atlas von Hastenrath und Lamb (1979) entnommen.

im Sommer und Winter nicht einfach auf den Wyrтки-Jet zurückgeführt werden kann, sondern daß diese Veränderungen einzelne unterschiedliche Ursachen haben, die aber zusammengekommen eine Periodizität von sechs Monaten erzeugen.

(a) Das Anheben der Sprungschicht im Frühjahr und Herbst

Nach dem Modell von Philander und Pacanowski (1980) kann im Herbst der Wyrтки-Jet für das Anheben der Sprungschicht verantwortlich sein, da die Westwinde und damit der Jet bis nahe an die afrikanische Küste reichen.(Abb. 4.9).

Aber auch im Frühjahr wird am Äquator östlich von 50° E ein Oststrom an der Oberfläche beobachtet (Leetmaa und Stommel, 1980; Luyten et al., 1980; Fieux und Gonella, 1980), der für das Anheben der 20° C-Isotherme verantwortlich ist. Dieser Oberflächenstrom darf jedoch nicht mit dem Wyrтки-Jet verwechselt werden, der wegen der Verteilung des äquatorialen Westwindes nur östlich von 62° E existieren kann, falls die 250 km Abklingskala (Philander und Pacanowski, 1979) richtig ist.

Eine mögliche Erklärung für den nach Osten gerichteten Oberflächenstrom im Frühjahr westlich von  $65^{\circ}$  E liegt in einer Veränderung des Äquatorialen Unterstroms, der im Indischen Ozean nur während des späten Nordostmonsuns auftritt.

Im NE-Monsun ist die zonale Windkomponente am Äquator nach Westen gerichtet, was einen Wasseranstau vor der afrikanischen Küste und einen Abfall der Sprungschichttiefe von Ost nach West bewirkt. Der nach Osten gerichtete Druckgradient treibt einen äquatorialen Unterstrom, der nach Osten entlang des Druckgradienten fließt. Nach dem Nachlassen der Winde am Ende des NE-Monsuns ist der nach Osten gerichtete Druckgradient für eine Zeit<sup>+</sup> nicht mehr balanciert. Dies bewirkt eine Beschleunigung des Unterstroms, der sich gleichzeitig anhebt und zu einem Oberflächenstrom wird. Weiter im Osten geht dieser Strom dann in den Wyrтки-Jet im zentralen Indischen Ozean über. Dieser Response auf ein Abschwächen von Ostwinden ist von Cane (1980) in einem numerischen Modell untersucht worden.

Im Frühjahr ist also der an die Oberfläche tretende Unterstrom für die Anhebung der Sprungschicht vor Afrika verantwortlich während dies im Herbst direkt durch den Wyrтки-Jet hervorgerufen wird.

#### (b) Das Absinken der Sprungschicht im Sommer und Winter

Wie bereits oben erwähnt, bewirkt die nach Westen gerichtete Windkomponente des NE-Monsuns einen Wasseranstau und eine Vertiefung der Lage der Sprungschicht vor der afrikanischen Küste. Der Response auf diesen Ostwind ist dabei der gleiche wie bei einem Westwind, nur mit umgekehrten Vorzeichen. (Cane, 1979). Zusätzlich ist die großräumige oberflächennahe Zirkulation im NE-Monsun konvergent (Abb. 3.1), was eine Vertiefung der  $20^{\circ}$  C-Isotherme unterstützt.

<sup>+</sup>Die Zeitskala für das Einstellen einer neuen Balance liegt bei etwa 50 Tagen (Cane, 1980).

Der Grund für die Tiefenzunahme der  $20^{\circ}$  C-Isotherme im Sommer ist nicht so eindeutig. Der Wind am Äquator ist nach Norden gerichtet mit keiner oder nur geringer Zonalkomponente. Der Response der Sprungschichtlage auf den Einsatz des Südwindes ist asymmetrisch um den Äquator (Cane, 1979). Im Norden kommt es zu einer Vertiefung während die Sprungschicht südlich des Äquators ansteigt. An der Küste im Randstrom ist das Verhalten umgekehrt. Dieses Bild stimmt gut mit der beobachteten Variabilität der  $20^{\circ}$  C-Isotherme von 12 Monaten Periode überein (Abb. 4.4), kann aber nicht als Argument für das sommerliche Absinken im Periodenbereich von sechs Monaten herangezogen werden.

In Juli hat sich die Zirkulation auf der nördlichen Hemisphäre umgekehrt. Die Gegenwart stark ausgeprägter Wirbel im nördlichen Somalibecken macht eine Abschätzung eines Massenbudgets auf dieser Datenbasis unmöglich. Ein Teil der beobachteten Sprungschichtvertiefung kann jedoch auf die Konvergenz des Ekman-Transports zurückgeführt werden, die ihre maximale Stärke an der Südflanke des Findlater-Jets hat. Dieser tritt bei ca.  $8^{\circ}$  N vom afrikanischen Kontinent auf den Ozean hinaus, also gerade nördlich des Gebietes stärkster Amplituden (Abb. 4.7).

Südlich des Äquators läßt sich verstärkter Einstrom vom Südäquatorialstrom beobachten. Während die Transporte im Ostafrikanischen Küstenstrom in dieser Zeit nur geringfügig zunehmen (Abb. 4.5), erhöht sich der Gradient in der  $20^{\circ}$  C Isothermentiefe entlang eines 1000 km langen Schnittes bei  $8^{\circ}$  S zwischen Juni und August um mehr als das Doppelte. (Abb. 4.3).

Zusätzlich zu den oben genannten Gründen trägt natürlich auch die durch den im SW-Monsun starken Windstress hervorgerufene vertikale Vermischung zu einer Vertiefung der Sprungschicht im Juli und August bei.

## 5. Das Einsetzen des Somalistroms mit dem Südwestmonsun während des Indischen Ozean Experiments 1979

### 5.1. Das Experiment

Das Indische Ozean Experiment (INDEX) wurde von März bis September 1979 im westlichen äquatorialen Indischen Ozean durchgeführt. Zielsetzung dieser Untersuchungen war, großräumig die in dieser Zeit vor sich gehenden Veränderungen von Schichtung und Zirkulation zu erfassen, insbesondere den Response des Somalistroms auf das Einsetzen des Südwestmonsuns (Swallow, 1980).

Insgesamt waren vier Schiffe an den Feldmessungen im Bereich des Somalistroms zwischen  $4^{\circ}$  S und  $12^{\circ}$  N beteiligt. Es waren die RRS DISCOVERY, Institute of Oceanographic Sciences, Wormley, die RV COLUMBUS ISELIN, University of Miami, die OSS-3 RESEARCHER, National Oceanic and Atmospheric Administration, Miami, und die USNS WILKES, US Navy. Ich selbst war während INDEX auf der DISCOVERY tätig. Der Großteil der Messungen wurde innerhalb von 600 km Küstenentfernung durchgeführt. Abb. 5.1 zeigt eine Zusammenfassung aller während INDEX besetzter hydrographischer Stationen. Schichtungsmessungen wurden mit Hilfe von CTD-Sonden sowie XBTS durchgeführt. Horizontale Strömungen wurden mit verankerten Strömungsmessern (Abb. 5.2), Swallow-Driftkörpern und mit verschiedenen Stromprofilmeßgeräten gewonnen.

Im Folgenden wird die Entwicklung von Schichtung und Zirkulation im Gebiet des Somalistroms vom März bis September 1979 dargestellt. Der Zeitraum des Experiments wird in vier Abschnitte eingeteilt, die sich aus der Entwicklung des Windfeldes ergeben. Die erste Phase liegt vor dem Einsatz des SW-Monsuns und reicht bis Anfang Mai, die zweite Phase beginnt nach dem ersten Monsuneinsatz am 5. Mai und die dritte Phase nach dem zweiten Einsatz des SW-Monsuns am 10. Juni. Die letzte Phase umfaßt die Zeit des voll entwickelten Monsuns im August-September.



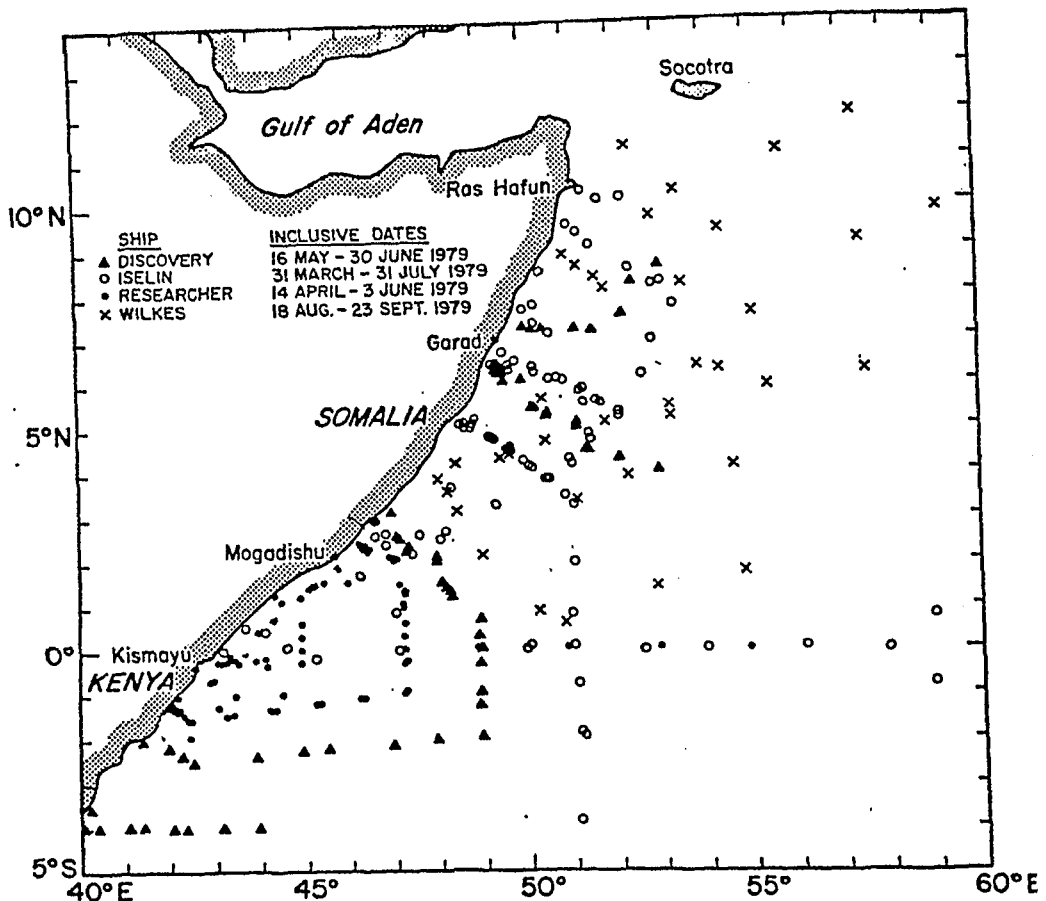


Abb. 5.1.: Positionen aller während INDEX besetzter hydrographischer Positionen.

Die im Folgenden dargestellten Ergebnisse von INDEX sind von mir selbst, unter Anleitung von Dr. F. Schott, erarbeitet worden. Lediglich bei den Stromprofilmessungen werden der Vollständigkeit halber auch Ergebnisse einer Kooperation mit anderen Autoren (Leetmaa, Quadfasel und Wilson, 1981) verwendet. (Abb. 5.6-5.8, 5.14-5.16, 5.18-5.20, 5.22-5.23).

Die Wassermassenanalyse der oberflächennahen Schicht, bis in etwa 200 m Tiefe, wird hier nicht behandelt. Dazu liegt eine Arbeit von Molinari et.al. (1981) vor, auf die der Leser zur Information hingewiesen wird.

Zunächst werden jedoch einige technische Aspekte der verschiedenen Messungen sowie die Methoden der Datenanalyse behandelt.

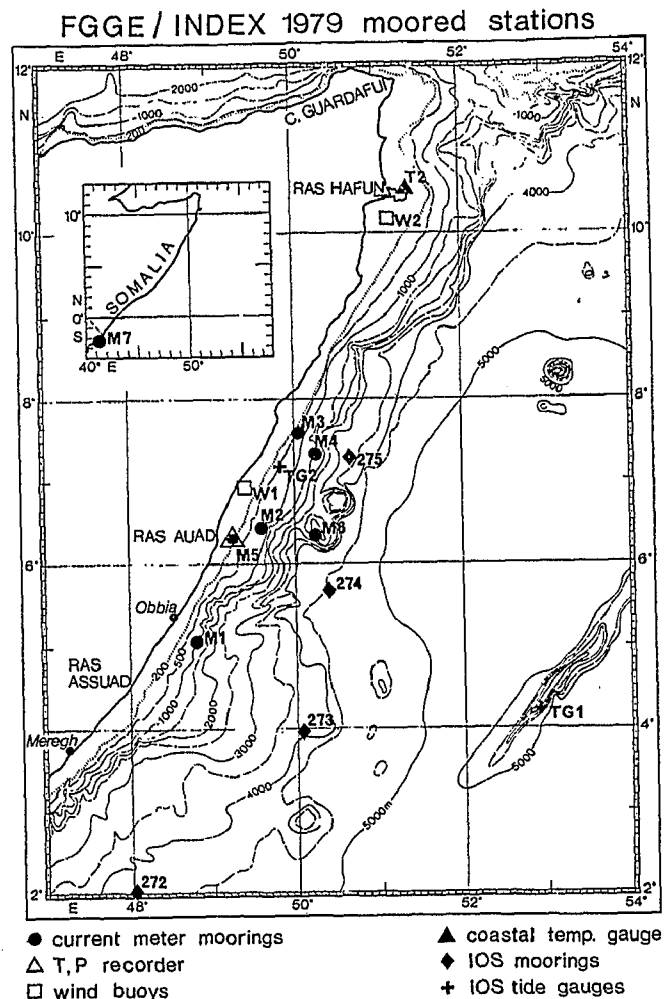


Abb. 5.2.: Lage der verankerten Geräte vom März bis Juli, 1979

### 5.1.1 Meßtechnische Aspekte des Experiments

#### (a) Hydrographie

Von allen Schiffen wurden hydrographische Stationsdaten mit kontinuierliche registrierenden Leitfähigkeits-Temperatur-Druck Sonden (CTD) vom Typ Neil Brown gemessen. Eichwerte für die elektronischen Registrierungen wurden mit Rosetten-Multischöpfern und Kippthermometern gewonnen.

Unter den Schiffen weichen die Eichprozeduren zum Teil erheblich voneinander ab. Sie sind in einer Reihe von Datenberichten veröffentlicht (Brown *et al.*, 1979; Wilson *et al.*, 1979; Saunders, 1980; Roffer *et al.*, 1981). Für alle hydrographischen Daten zusammen ergeben sich Genauigkeiten von  $\delta T = \pm 0.02^{\circ}\text{C}$ ,  $\delta S = \pm 0.01^{\circ}/\text{oo}$ .

Für einzelne Fahrtabschnitte wurden diese Werte allerdings erheblich unterschritten. Die Profile reichen bis zu einer Tiefe von 1500 m oder 2000 m, sofern die Wassertiefe nicht geringer war.

Nach der Bereinigung der Rohdaten wurden diese über Intervalle von 2 dbar gemittelt. Die so reduzierten Daten bilden die Grundlage für diese Untersuchung.

#### (b) Stromprofile

Zwei verschiedene Geräte standen zur Messung von Vertikalprofilen horizontaler Strömungen zur Verfügung. Auf der RESEARCHER wurde ein freifallender Profiler PEGASUS (Spain et al., eingesetzt. Dieses Gerät sinkt mit einer mittleren Geschwindigkeit von 30 cm/s ab und wird von der horizontalen Strömung verdriftet. Am Boden verankerte akustische Transponder ermitteln fortlaufend seine jeweilige Position. Durch Differentiation der horizontalen Auslenkungen lassen sich die Strömungsvektoren bestimmen. Die Genauigkeit dieses Gerätes beträgt  $\delta v = \pm 3 \text{ cm/s}$ . PEGASUS Profile reichen bis zu einer maximalen Tiefe von 2500 m.

Auf der DISCOVERY und der ISELIN wurde ein am hydrographischen Draht absinkender Stromprofiler (Düing und Johnson, 1972) eingesetzt. Ein Aanderaa Strommesser registriert hier Stromrichtung und Geschwindigkeit bis zu einer maximalen Meßtiefe von 750 m. Vertikale Bewegungen des Schiffes übertragen sich nicht auf den Profiler, der über einen Block vom Draht entkoppelt ist. Dagegen beinhalten die Stromprofile die horizontalen Bewegungen des Schiffes. Um ein absolutes Stromprofil zu erhalten, muß also noch hinsichtlich der Schiffsdrift korrigiert werden.

Auf der ISELIN wurde die Schiffsdrift mit Hilfe von am Meeresboden verankerten Transpondern bestimmt (Brown et al., 1979). Auf DISCOVERY wurde die Bewegung des Schiffes relativ zum Oberflächenwasser gemessen und die durch Integration der Drift-

geschwindigkeit berechnete Verdriftungsbahn dann später zwischen Positionen angepaßt, die durch Satellitennavigation bestimmt sind (Quadfasel, 1980).

Die Genauigkeit der so bestimmten horizontalen Strömungen ist für beide Methoden der Driftkorrektur im Mittel  $\delta v = \pm 20$  cm/s, in Einzelfällen bei günstigen Meßbedingungen, d.h. konstanter Schiffsdrift, auch besser (Wilson, 1981). Damit ist die Genauigkeit dieser Stromprofile etwa eine Größenordnung geringer als die der PEGASUS-Profile.

Alle Stromprofildaten wurden vor der weiteren Bearbeitung in Intervallen von 10 dbar gemittelt.

Auf einigen Stationen wurden von der DISCOVERY aus außerdem noch Swallow-Driftbojen eingesetzt, deren Drift über mindestens eine Gezeitenperiode gemittelt wurde (Swallow, 1979).

#### (c) Verankerte Geräte

Die Lage der verankerten Geräte ist in Abb. 5.2 dargestellt. Von März bis Juli waren auf dem Schelf und auf dem Kontinentalabhang vor Somalia sechs Strommesserketten (M1 - M6) verankert, die mit Aanderaa Rotor- und Niskin Pendel-Strommessern ausgerüstet waren. Eine zusätzliche Kette befand sich bei  $2^{\circ}$  S vor Kenia. Geräte lagen vorwiegend in drei Tiefenebenen: 130 m, 220 m und 420 m. Zusätzlich hatte M2 noch Strommesser in 80 m und 730 m Tiefe. Von Mitte Mai bis Juni waren außerdem noch vier Strommesserketten mit Geräten in Tiefen von 350 m, 650 m, 850 m und 2200 m zwischen  $2^{\circ}$  N und  $7^{\circ}$  N in Wassertiefen zwischen 3300 m und 4500 m verankert (272-275). Weiterhin waren Gezeitenpegel und Temperaturregistriergeräte zwischen  $4^{\circ}$  N und  $11^{\circ}$  N ausgebracht (Abb. 5.2). Eine Zusammenstellung sämtlicher verankerter Geräte zeigt Tabelle 5.1.

Die Zeitreihen von Strömungen und Temperaturen enthalten starke Gezeitensignale, die auf dem Schelf Amplituden von 15 cm/s bzw.  $2^{\circ}$  C erreichen. Um dieses hochfrequente Rauschen zu eli-

Tabelle 5.1: Zusammenstellung aller verankerten Geräte während INDEX 1979

Verankerungsnummer	Position Wasser- tiefe	Verankerung ausgelegt anfgn. (1979)		Instrumente- tiefen (m) mittel Min/Max		Sensor- typen*	Zeit- intervall (min)	Instru- ment- typ	Bemerkungen
M1	5°06.8'N 48°51.3'E 997 m	9 Mar	16 Jul	134 227 431	132/169	T,V T,V T,V	20 20 20	A A A	
M2	6°25.9'N 49°36.8'E 994 m	6 Mar	22 Jul	81 82 135 231 730	129/159	T,P,V V T,V T,V T,V	20 30 20 60 20	A NW A NW A	Reg. endet 10 Jun
M3	7°36.8'N 50°02.4'E 485 m	4 Mar	24 Jul	122 220 422	120/125	T,P,V V T,V	20 30 20	A NW A	Reg. endet 30 Mai ein Flügel abgebrochen Rotor verloren
M4	7°21.3'N 50°12.8'E 1464 m	4 Mar	24 Jul	115 215 415	99/169	T,P,V T,V T,V	20 20 20	A A A	Rotor verloren Rotor verloren
M5	6°20.0'N 49°15.6'E 182 m	5 Mar	22 Jul	30-80 134 182		Tx11 T,V T,P	20 20 30	A NW A	
M6	6°20.7'N 50°14.0'E 1762 m	6 Mar	21 Jul	109 209	97/152	T,P,V T,V	20 20	A NW	schlecht getrimmt
M7	2°14.0'S 41°24.0'E 816 m	14 Mar	8 Jul	83 133 418	56/121	T,P,V T,V T,V	20 20 20	A A A	Rotor verloren Rotor verloren
W1	6°56.8'N 49°26.6'E 40 m	5 Mar	23 Jul	-3 15		W,T <sub>air</sub> T	20 kontin.	A E	lückenhaft
W2	10°10.6'N 51°09.8'E 29 m	2 Mar	25 Jul	-3 15		W,T <sub>air</sub> T	20 kontin.	A E	bei der Aufnahme verloren
T2	10°28.5'S 51°23.2'N 5 m	2 Mar	26 Jul	5		T	kontin.	E	
272	2°00.2'N 48°02.7'E 4215 m	17 Mai	19 Jun	305 607 859 2166	300/314	T,P,V T,V T,V T,V	10 10 10 10	A A A A	
273	3°57.2'N 50°03.3'E 3851 m	21 Mai	22 Jun	416 657 901 2198	376/567	T,P,V T,V T,V T,V	10 10 10 10	A A A A	Rotor verloren 2 Juni
274	5°40.7'N 50°23.8'E 4542 m	25 Mai	25 Jun	357 651 909 2204	301/469	T,P,V T,V T,V T,V	10 10 10 10	A A A A	
275	7°17.8'N 50°39.2'E 3335 m	28 Mai	28 Jun	267 820	242/410	T,P,V T,V	10 10	A A	
TG1	4°13.5'N 52°52.4'E 3685 m	22 Mai	22 Jun	3685		T,P	3.75	IOS	
TG2	7°09.9'N 49°49.3'E 525 m	27 Mai	17 Jun	525		T,P	3.75	IOS	

\*Sensortyp : T Temperatur  
Tx11 Thermistorkette  
P Druck  
W Windgeschw. und Richtung  
T<sub>air</sub> Lufttemperatur  
V Stromgeschw. und Richtung

+Instrumente: A Aanderaa  
NW Niskin Pendelstrommesser  
IOS IOS Pegel  
E Endico

minieren, wurden sämtliche Zeitreihen der Strömungen und Temperaturen mit einem Hochpaßfilter von 30 Stunden geglättet, das die Amplitude der halbtägigen Gezeit auf weniger als 0.1% reduziert.

## 5.2. Die Entwicklung der Zirkulation vor der ostafrikanischen Küste - absolute Strommessungen

### 5.2.1. Zur Darstellung der Strommessungen

#### (a) Stromprofile

Horizontalkarten der Strömungen aus den Profilstrommessungen werden in drei Tiefenebenen gezeigt: 50 m, 200 m und 700 m. Die 50 m-Ebene repräsentiert die oberflächennahe Zirkulation, die bis in eine Tiefe von 100 m bis 200 m reicht. Die 200 m-Ebene zeigt den westwärts fließenden Jet am Äquator (Luyten und Swallow, 1976) und den küstennahen Unterstrom vor Somalia (Düing, 1977). In 700 m Tiefe befindet sich ein weiterer äquatorialer Jet, außerdem liegt der Kern des Unterstroms vor Kenia in dieser Tiefe (Leetmaa et al., 1980). Diese Ebene entspricht auch der Kernschichttiefe des Wassers aus dem Roten Meer, das sich durch ein starkes Salzgehaltssignal auszeichnet.

Die in den Horizontalkarten gezeigten Stromvektoren sind Mittelwerte über Schichten, die in der jeweiligen Tiefe zentriert sind: 20 m für die 50 m-Ebene, 50 m für die 200 m-Ebene und 100 m für die 700 m-Ebene. Für die Ebenen in 200 m und 700 m Tiefe stehen neben den Stromprofilen auch Messungen mit Swallow-Driftkörpern zur Verfügung, die in den horizontalen Karten enthalten sind.

Zusätzlich sind in den Stromkarten die dynamischen Höhen der jeweiligen Ebene relativ zu 1500 dbar angegeben. Diese Werte sind aus den CTD-Profilen berechnet.

Die Entwicklung der Vertikalstruktur der Strömungen in den oberen 700 m ist anhand von Schnitten dargestellt. Abb. 5.3

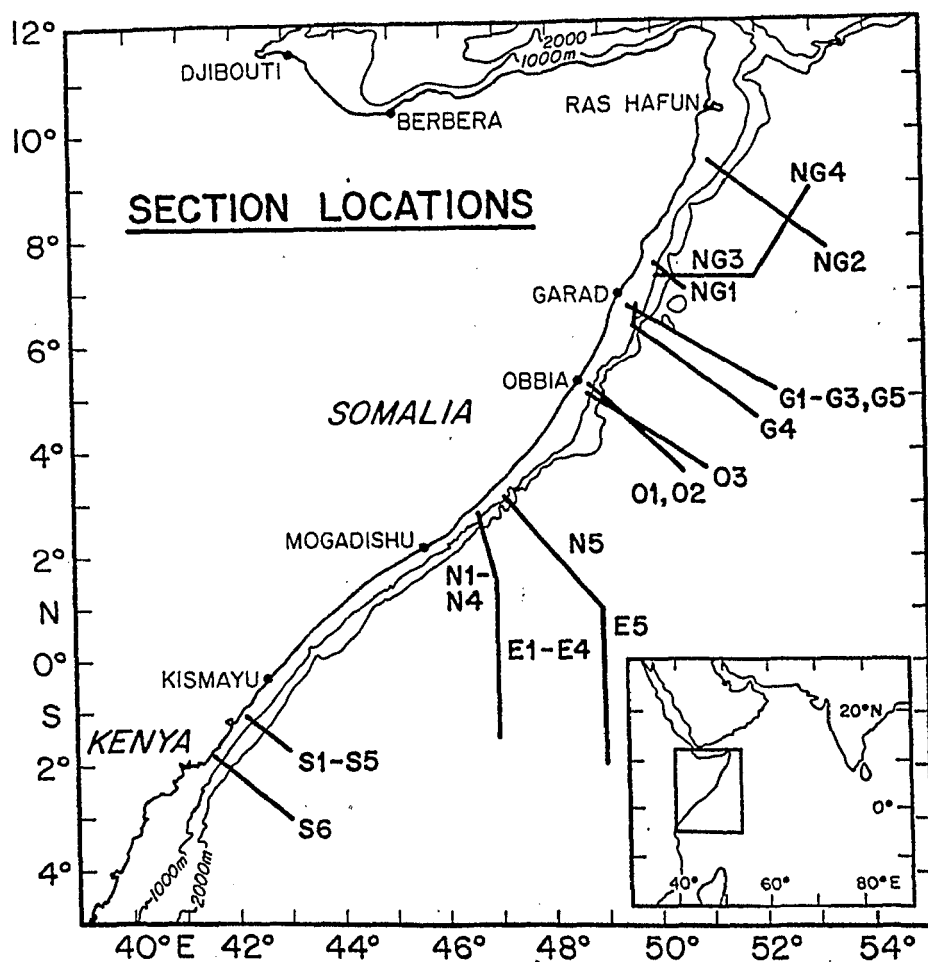


Abb. 5.3.: Lage der Schnitte, für die Stromprofile bis in 700 m Tiefe vorliegen

zeigt die Lage dieser Schnitte, die im Verlauf des Experiments bis zu sechsmal wiederholt wurden. Dargestellt werden die Stromkomponenten parallel und rechtwinklig zur Küste bzw. Bontopographie. Nur bei dem meridionalen Äquatorschnitt (E1-E5) sind Ost- bzw. Nordkomponenten der Strömungen gezeichnet.

(b) Messungen mit verankerten Geräten

Die Horizontalstruktur der Zirkulation aus den Messungen mit verankerten Geräten wird analog zu den Stromprofilen in Horizontalkarten einzelner Tiefenintervalle dargestellt. Diese reichen von 110 m bis 135 m (zusätzlich 80 m bei M2), von 230 m bis 370 m und von 700 m bis 900 m. In der Anfangsphase des Experiments, bis zum ersten Einsatz des SW-Monsuns, werden die mittleren Stromvektoren für Intervalle von 20 Tagen gezeigt; nach dem Monsuneinsatz sind Mittelwerte von 10 Tagen dargestellt.

Um die Veränderlichkeit der Strömungen mit einer besseren Zeitauflösung als in diesen Karten zu zeigen, werden außerdem Vektordiagramme der Strömungen gezeigt. Der zeitliche Abstand der einzelnen Vektoren beträgt 12 Stunden.

Temperaturregistrierungen sind als Zeitreihen dargestellt. Diese zeigen zum Teil starke Schwankungen, die durch das Abtauchen der Geräte bei starker Verankerungsbewegung hervorgerufen werden. Abb. 5.4 zeigt die Druckregistrierungen an den Geräten der 130 m-Ebene. In Einzelfällen ist ein Abtauchen der Geräte um mehr als 30 m zu beobachten. In den Zeitreihen der Temperatur sind diese Zeiten starker Verankerungsbewegungen mit Balken gekennzeichnet.

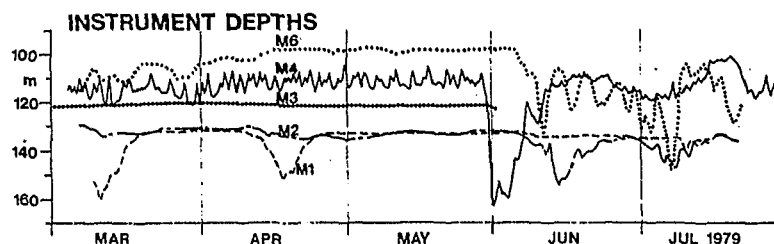


Abb. 5.4.: Zeitserien der Gerätetiefen in der 130 m-Ebene



### 5.2.2. Die Zirkulation nach dem Abklingen des NE-Monsuns im März-April

Aus der Zeit vor dem ersten Einsatz des SW-Monsuns liegen die Messungen mit den verankerten Geräten im nördlichen Somali-becken und bei  $2^{\circ}$  S vor (Abb. 5.2). Ein Stromprofilschnitt wurde im März bei  $7^{\circ}$  N gefahren, ein weiterer bei  $6^{\circ}$  N im Mai. Im äquatorialen Bereich wurden ab Mitte April Stromprofil-messungen durchgeführt.

(a) Oberflächennahe Zirkulation vor Somalia , nördlich von  $5^{\circ}$  N Strömungsvektoren, basierend auf Mittelwerten der Verankerungsdaten über 20 Tage, sind in Abb. 5.5 dargestellt. Auf dem Schelf und Kontinentalabhang nördlich von  $6^{\circ}$  N fließt der oberflächennahe Strom bereits im März nach Nordosten. In dieser Zeit weht immer noch der Nordostmonsun (Abb. 2.4), die Strömung fließt also entgegen der vorherrschenden Windrichtung. Die angezeigten Stromrichtungen bei M3 in 130 m Tiefe ebenso wie die in 430 m Tiefe weisen einen konstanten Winkel gegen die Küstenlinie und Bodentopographie auf. Beide eingesetzten Geräte waren Aanderaa Strommesser, bei denen keine mechanischen Fehler gefunden wurden. Der Grund für diese Richtungsabweichung von nahezu  $30^{\circ}$  ist nicht klar.

Bei Station M1 ( $5^{\circ}$  N) ist die Strömung in 130 m Tiefe im März und Anfang April stark veränderlich und zeigt keinen kontinuierlichen Randstrom nach Nordosten an, wie die Geräte weiter im Norden. Erst nach dem 20. April wird auch hier Nordstrom beobachtet, der allerdings eine starke Komponente zur Küste hin aufweist.

Zwei Stromprofilschnitte aus dieser Zeit in diesem Gebiet zeigen im Wesentlichen das gleiche Bild (Abb. 5.6). Bei  $7^{\circ}$  N, also etwa in Höhe der Verankerungen M5, M2 und M6 reicht der schmale, nordostwärts fließende Randstrom Anfang März bis in etwa 160 m Tiefe. Weiter von der Küste entfernt wird hier schwacher Südstrom gefunden. Man muß allerdings hierbei be-

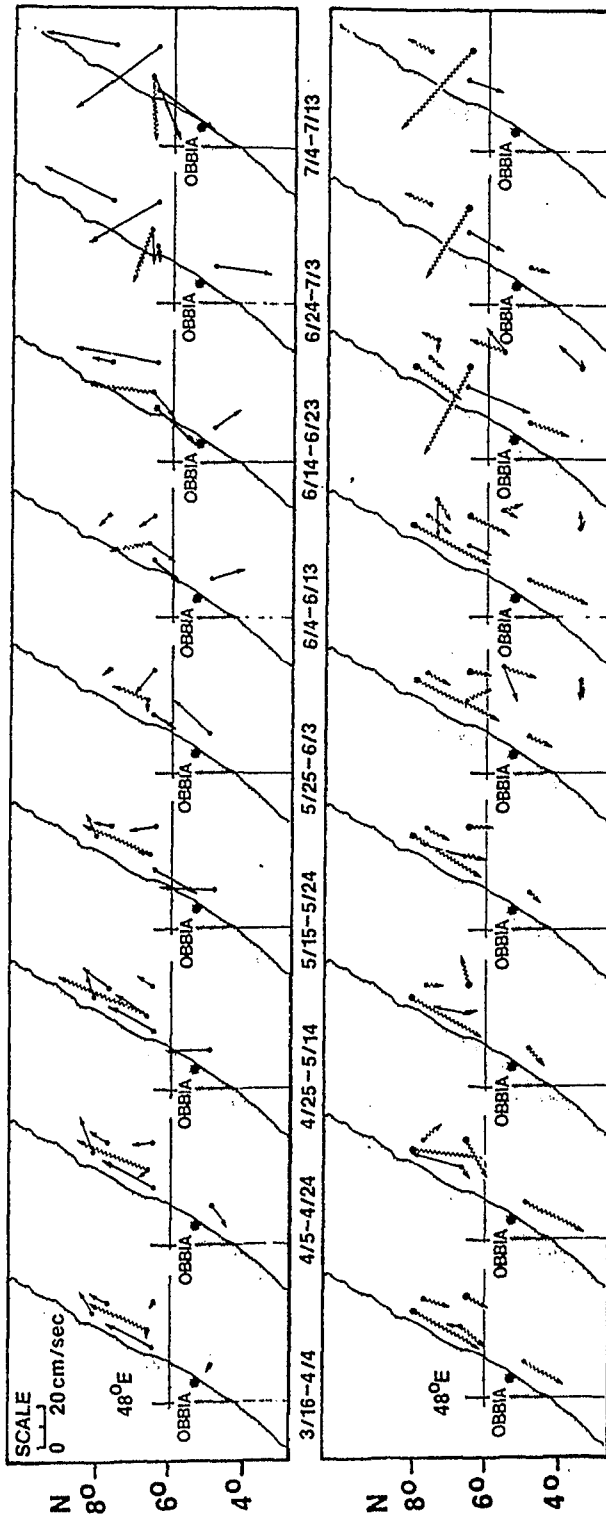


Abb. 5.5.: Mittelwerte der Strömungen an den verankerten Geräten für verschiedene Zeitintervalle und Tiefenbereiche. Bis zum 14. Mai 1979 sind Mittelwerte über 20 Tage dargestellt, danach Mittelwerte über 10 Tage. Obere Reihe: Tiefenbereich 110 m bis 135 m (durchgezogene Linien), 80 m (M2) (gewellte Vektoren). Untere Reihe: 230 m bis 370 m (gewellt) und 700 m bis 900 m (durchgezogen).

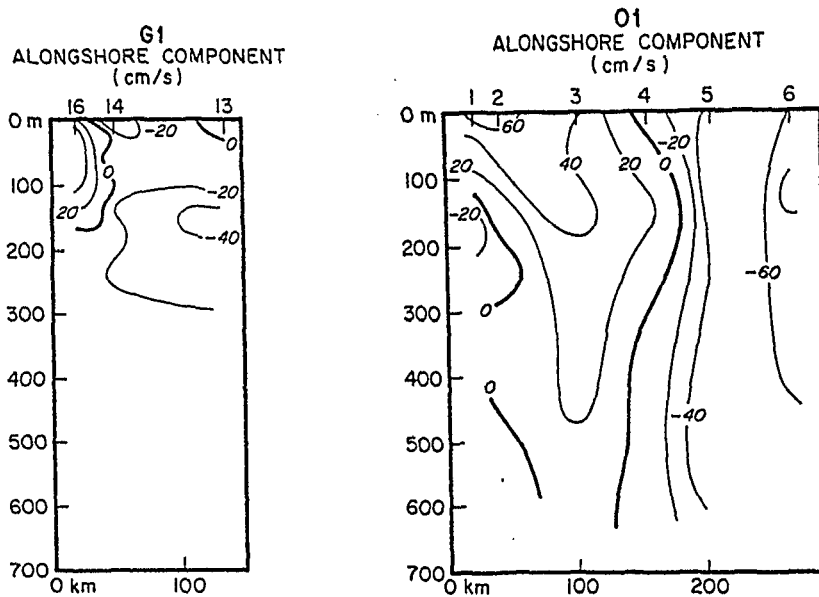


Abb. 5.6.: Stromprofilschnitte im nördlichen Somalibecken vor dem ersten Einsatz des SW-Monsuns. Lage der Schnitte siehe Abb. 5.3. (G1: 6.-7. März, O1: 2.-3. Mai)

rücksichtigen, daß die Genauigkeit der Messungen nur  $\pm 20$  cm/s ist, der angezeigte Südstrom also kaum von Null verschieden ist.

Am 3. Mai ist der Randstrom bei  $6^{\circ}$  N auf etwa 150 km Breite angewachsen und erreicht an der Oberfläche Geschwindigkeiten von mehr als 60 cm/s. (Abb. 5.6). In 130 m Tiefe liegen Geschwindigkeiten zwischen 20 cm/s und 40 cm/s vor, in Übereinstimmung mit den Messungen an den verankerten Geräten südlich (M1) und nördlich (M5, M2) dieses Schnittes. Ähnlich wie bei M1 ist auch hier eine auflandige Komponente zu verzeichnen.

Diese Beobachtungen eines kontinuierlichen nordwärtsfließenden Randstroms sind konsistent mit klimatologischen Mittelwerten der oberflächennahen Strömungen, abgeleitet aus Schiffsdriftdaten (KNMI, 1952). Diese zeigen eine Umkehr des Somali-Stroms nördlich von  $4^{\circ}$  N bereits im März (siehe auch Kapitel 4).

(b) Der nördliche Unterstrom

In der 220 m Tiefenebene fließt der Strom im März und April am Kontinentalabhang (M1,M2,M4,M3) nach Südwesten (Abb.5.5). Bei M3 und M4 reicht der Unterstrom bis in 430 m Tiefe, wie aus der konstanten Richtungsanzeige der Geräte zu ersehen ist. Die Rotoren bei diesen Strommessern waren verlorengegangen, so daß keine Aussage über die Stärke des Unterstroms in dieser Tiefe gemacht werden kann.

Im Gegensatz dazu ist die Strömung bei M1 in 430 m Tiefe stark veränderlich, was andeutet, daß die untere Grenze des Unterstroms oberhalb dieser Tiefe liegen muß. Dies wird durch die Stromprofilmessungen bei 6° N bestätigt (Abb. 5.6), die den nur etwa 50 km breiten Unterstrom nur im Tiefenbereich 150 m bis 300 m anzeigen. Die geringe Breite des Unterstroms zeigt sich auch in den Messungen bei M6 in 120 km Küstenentfernung, wo in 220 m Tiefe die Strömung ihre Richtung häufig ändert. In 730 m Tiefe bei M2 ist der Strom wieder nach Nordosten gerichtet.

(c) Der Randstrom bei 2° N

Der Schnitt N etwa 200 km nördlich des Äquators (Abb. 5.3) wurde zweimal vor dem ersten Monsuneinsatz abgefahren. Abb. 5.7 zeigt die Stromkomponente senkrecht zum Schnitt am 26. April. In den oberen 130 m fließt der Somalistrom nach Südwesten. Maximale Geschwindigkeiten von über 60 cm/s werden in küstennähe an der Oberfläche beobachtet. Darunter, bis zu einer Tiefe von 400 m, ist die Strömung nach Nordosten gerichtet. Größte Geschwindigkeiten in diesem Bereich sind 50 cm/s. Unterhalb von 400 m liegt wiederum Südweststrom vor. Diese Strömung wird im Folgenden als südlicher Unterstrom bezeichnet. Geschwindigkeiten von mehr als 20 cm/s in diesen drei Schichten sind auf das Gebiet innerhalb von 120-150 km Küstenentfernung beschränkt.

Diese vertikale Struktur der Strömungen im äquatorialen Bereich ist völlig anders als im nördlichen Somalibek-

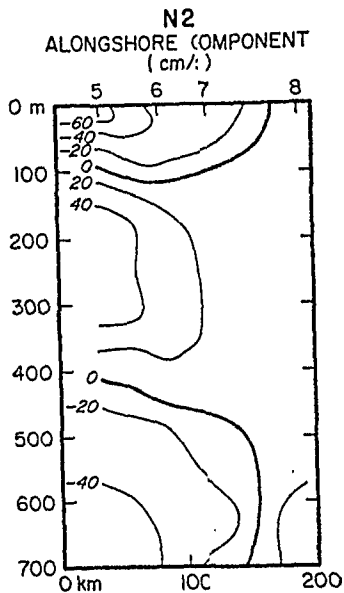


Abb. 5.7.: Stromprofilschnitt  
bei  $2^{\circ}$  N, 26. April  
1979

ken. (Abb. 5.5. und 5.6). Zwischen  $2^{\circ} 30'$  N und  $6^{\circ}$  N wurden zu dieser Zeit keine Stromprofilmessungen durchgeführt. Aus Gründen der Kontinuität muß jedoch zwischen diesen Breiten in der oberflächennahen Schicht auf die Küste gerichteter Strom existieren, die das divergente System der Randströme speist. Eine Andeutung dafür findet sich bei Verankerung M1 in 130 m Tiefe (Abb. 5.5). In Tiefenbereich 150-400 m liegt dagegen ein konvergentes Stromfeld vor, was in diesem Gebiet ablandige Strömungen zur Folge haben muß. Dies ist durch absolute Strommessungen allerdings nicht bestätigt.

(d) Der Ostafrikanische Küstenstrom bei  $2^{\circ}$  S

Auf dem Schnitt S südlich des Äquators durch den Ostafrikanischen Küstenstrom ist die Strömung in den oberen 250 m mit maximalen Geschwindigkeiten von 160 cm/s nach Norden gerichtet (Abb. 5.8). Unterhalb von 250 m fließt der Strom nach Südwesten, wobei das Geschwindigkeitsmaximum von 60 cm/s in der gleichen Tiefe liegt wie das Maximum des südlichen Unterstroms bei Schnitt N, nördlich des Äquators.

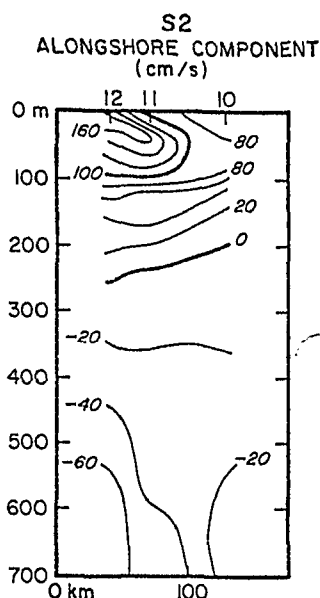


Abb. 5.8.: Stromprofilschnitt  
bei 2° S, 1. Mai 1979

Messungen in 90 m, 140 m und 410 m Tiefe in Verankerung M7 bei 2° 20' S, also etwa 100 km südlich von Schnitt S, zeigen eine ähnliche Vertikalstruktur der Strömungen (Abb. 5.9). Die Rotoren der oberen beiden Geräte waren verloren gegangen, die wenig schwankenden Richtungsanzeigen deuten jedoch auf eine starke NE-Strömung von Anfang März an hin. Das Gerät in 410 m Tiefe zeigt Südstrom, der sich allerdings um den 25. April umkehrt. Diese Umkehr hängt möglicherweise mit einer Vertiefung des oberflächennahen Ostafrikanischen Küstenstroms zusammen. In den Stromprofilen weiter nördlich sinkt der Null-durchgang der küstenparallelen Stromkomponente nahe der Küste von 210 m am 23. April auf etwa 260 m am 1. Mai ab.

Wie bereits oben erwähnt, transportiert der Ostafrikanische Küstenstrom salzarmes Wasser, das im Südäquatorialstrom aus dem Osten des Indischen Ozeans herangebracht wird. Die Konvergenzzone von Ostafrikanischem Küstenstrom und südwärts fließendem Somalistrom ist durch eine scharfe Salzgehaltsfront von über 0.7‰ deutlich gekennzeichnet. Molinari et al., 1981) zeigen anhand der Verteilung des Oberflächensalzgehal-

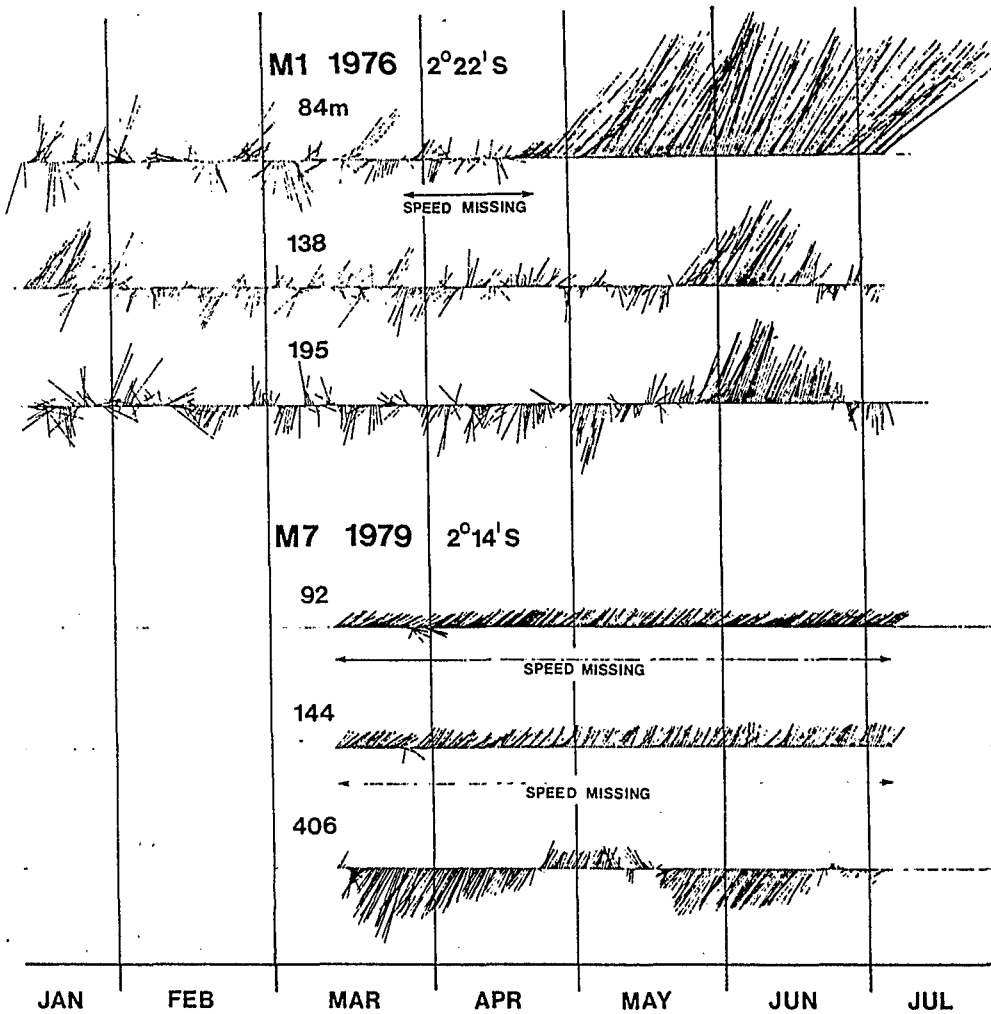


Abb. 5.9.: Tiefpaßgefilterte Vektor-Zeitserien der Strömungen bei 2° 20' S an verankerten Geräten. Daten von 1976 aus Düing und Schott (1978), Verankerung M7 aus INDEX 1979

tes, daß der Ostafrikanische Küstenstrom in dieser Zeit bis 50 km über den Äquator hinweg fließt, sich dort von der Küste ablöst und nach Süden über den Äquator hinweg rezirkuliert wird.

Diese Beobachtungen stehen im Gegensatz zu klimatologischen Mittelwerten der Zirkulation (KNMI, 1952), die die Konvergenzzone der beiden Randströme vor dem Einsatz des SW-Monsuns bei

etwa  $3^{\circ}$  S zeigen. Zu dem gleichen Ergebnis kommen auch Düing und Schott (1978) mit Hilfe von verankerten Strommessern im Frühjahr 1976 zwischen  $2^{\circ}$  S und  $4^{\circ}$  S vor Kenia. Die Konvergenz liegt hier zwischen  $2^{\circ}$  S und  $3^{\circ}$  S, die Strömungen bei  $2^{\circ} 22' S$  (Abb. 5.9) haben bis zum Monsuneinsatz am 22. April geringe Geschwindigkeiten und wechselnde Richtungen.

(e) Der Zusammenhang von Windfeld und oberflächennaher Zirkulation

Im NE-Monsun weht der Wind parallel zur Somaliküste. Nördlich des Äquators bewirken die resultierenden Ekman-Transporte einen Wasseranstau an der Küste, was wiederum einen geostrophischen Strom, den Somalistrom, antreibt.

Anfang März dreht sich die Windrichtung auf E-ENE und bleibt so bis zum ersten Monsuneinsatz am 5. Mai (Abb. 2.4). Wie oben gezeigt, hat sich in der zweiten Märzhälfte der Somalistrom nördlich von  $6^{\circ}$  N umgekehrt, im späten April auch bei  $5^{\circ}$  N. Die Konvergenzzone der Randströme nahe des Äquators liegt Ende März nördlich von  $2^{\circ}$  S, Ende April sogar nördlich des Äquators.

Die Ursache für diese Veränderungen der oberflächennahen Zirkulation im März-April gegenüber der des NE-Monsuns (Abb. 3.1) liegt in der Entwicklung des Windfeldes vor der ostafrikanischen Küste. Abb. 5.10 zeigt die Verteilung der Rotation des Windfeldes für zwei Zeitintervalle im März und April 1979. Diese wurden aus den in  $2^{\circ}$ -Quadraten digitalisierten Windkarten von Fernandez-Partagas et al. (1980) berechnet.

Das Maximum des zonalen Windes liegt in dieser Zwischenphase der Monsunperioden bei etwa  $6^{\circ}$  N. Dieser treibt einen Strom, der nach Westen gerichtet ist und sich vor der Küste in einen nördlichen und einen südlichen Zweig aufspaltet (Munk, 1950; Anderson und Moore, 1979). Auf der rechten Seite von Abb. 5.10 ist eine schematische Darstellung der Zirkulation



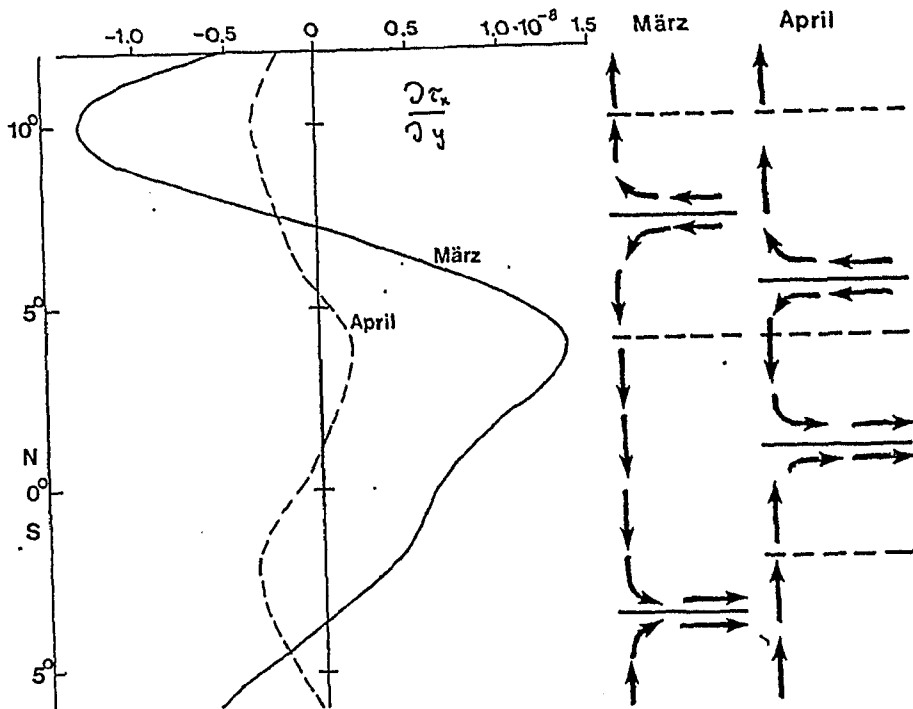


Abb. 5.10.: Rotation des Windfeldes vor der ostafrikanischen Küste für zwei Perioden vor dem Einsatz des SW-Monsuns. Das Windfeld in dieser Zeit ist nahezu zonal (Abb. 2.4). Schematische Darstellung der Oberflächenzirkulation zu diesen Zeiten.

für die beiden Zeitintervalle gegeben. Die Lage dieser Stromaufspaltung verlagert sich vom März zum April nach Süden, in Übereinstimmung mit der Beobachtung der verzögerten Stromumkehr bei Verankerung M1 bei 5° N (Abb. 5.5).

Gleichzeitig wandert das Minimum des zonalen Windes und damit der Nulldurchgang der Rotation des Windfeldes von 4° S im März nordwärts nach 1° N im April. Entsprechend verlagern sich die Stromkonvergenz und der Äquatoriale Gegenstrom von etwa 4° S nach nördlich des Äquators, wiederum in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen.

### 5.2.3. Die Zirkulation nach dem ersten Einsatz des Südwestmonsuns am 5. Mai

Das Hauptmerkmal dieses ersten Einsatzes ist eine Drehung der Windrichtung von West nach Nord zwischen dem 2. und 3. Mai. Die Windgeschwindigkeit nimmt nur geringfügig von 4 m/s auf 7 m/s zwischen dem 3. und 8. Mai zu (Schott und Fernandez-Partagaz, 1981; Abb. 2.4).

Für Mai liegt die weitaus beste Überdeckung des Gebietes mit Messungen vor. Zwischen  $4^{\circ}$  S und  $10^{\circ}$  N arbeiteten gleichzeitig drei Schiffe und führten Stromprofilmessungen durch. Neben den Verankerungen der Universität Miami wurden im Mai auch die Tiefwasserverankerungen des IOS ausgelegt.

#### (a) Response der Temperaturen auf dem Schelf

Die auf dem Schelf nördlich von  $5^{\circ}$  N verankerten Temperaturmeßgeräte zeigen einen unmittelbaren Response auf das Einsetzen des Monsuns (Abb. 5.11). Innerhalb von zwei Wochen nach dem Einsatz fallen die Temperaturen entlang der Somaliküste um etwa  $4^{\circ}$  C ab. Diese Temperaturabnahme kann auf den klassischen Fall von Auftrieb durch Ekman-Divergenz zurückgeführt werden, die durch die küstenparallelen Winde hervorgerufen wird. Zusätzlich trägt noch die verstärkte vertikale Vermischung durch die Zunahme des Windstresses an der Oberfläche zu dieser Abnahme bei.

Zwei XBT-Schnitte im Bereich der Verankerungen M5 und W1 unmittelbar während des Monsuneinsatzes sowie 20 Tage später sind in Abb. 5.12 dargestellt. Am 5. und 6. Mai verlaufen die Isothermen nahezu horizontal entlang des ganzen Schnittes und die winddurchmischte Deckschicht reicht bis in etwa 20 m Tiefe. Nach 20 Tagen ist die Deckschichttiefe in größerer Küstenentfernung auf über 80 m angewachsen, während sich an der Küste Auftrieb entwickelt hat. Wie schon in Abb. 5.11 ersichtlich, sind die oberflächennahen Temperaturen in Küstennähe von  $30^{\circ}$  C auf weniger als  $27^{\circ}$  C abgesunken.

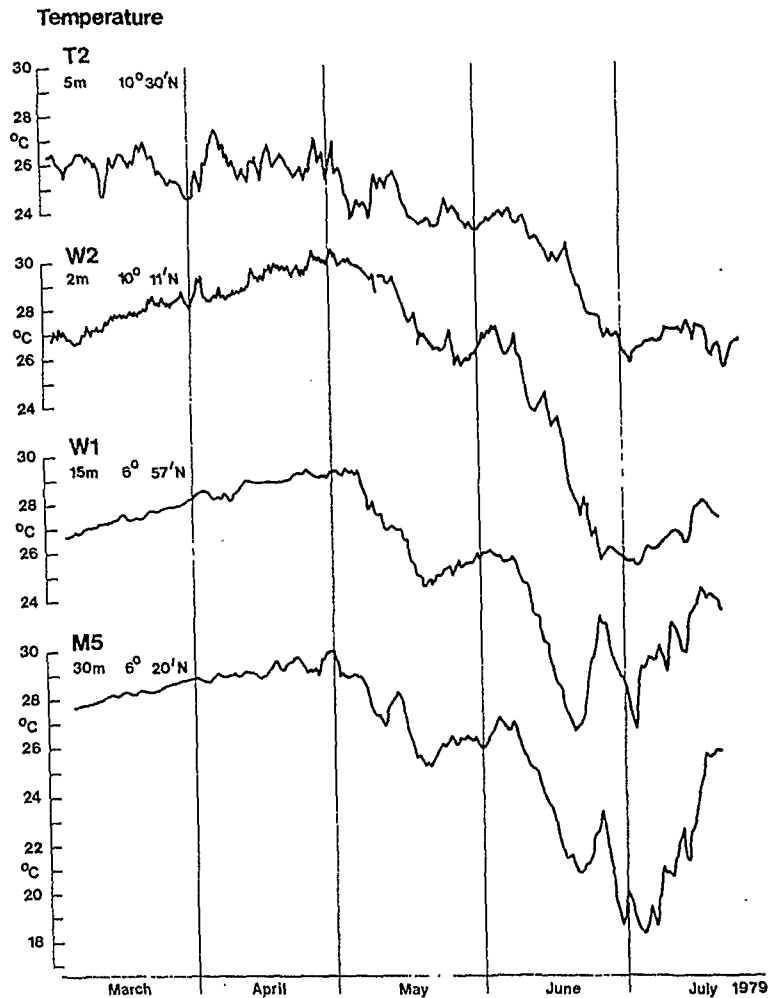


Abb. 5.11.: Oberflächennahe Temperaturen an verankerten Geräten auf dem Schelf vor Somalia

Nach dem 20. Mai kommt es zu einer geringfügigen Temperaturerhöhung auf den Schelf (Abb. 5.11), die mit einem Nachlassen der Stärke des küstennahen Windes zusammenfällt.

Diese Beobachtungen bestätigen die Ergebnisse von Düing und Szekiela (1971), die einen Response der Oberflächentemperaturen auf den Monsuneinsatz mit nur geringer Phasenverzögerung feststellten.

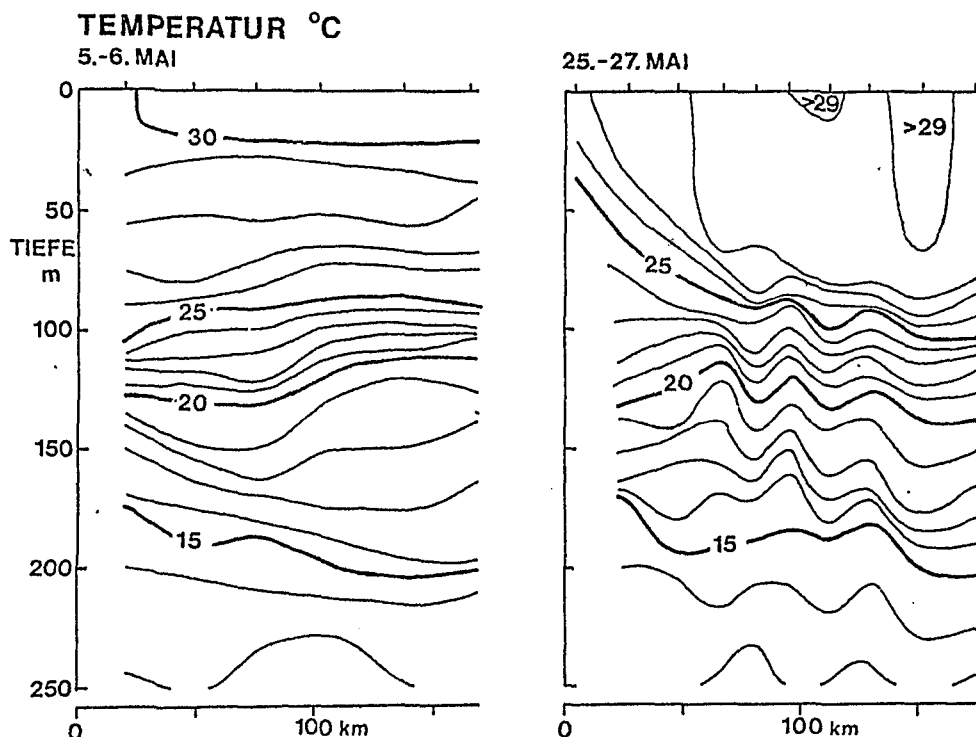


Abb. 5.12.: XBT-Temperaturprofilschnitte vor Garad ( $7^{\circ}$  N) unmittelbar während des ersten Monsuneinsatzes (a) sowie 20 Tage danach (b)

(b) Ein nach Süden gerichteter Gegenstrom zum Somalistrom

Im Gegensatz zu den Temperaturen auf dem Schelf zeigen die Strömungen an den Verankerungen keinen offensichtlichen Response zum ersten Monsuneinsatz (Abb. 5.5). Eine Ausnahme bildet die Stromumkehr bei M5 in 135 m Tiefe, die jedoch auf das Anheben des Unterstroms zurückzuführen ist und keine Veränderung des oberflächennahen Randstromes anzeigt. Darauf wird noch im Abschnitt (c) zurückgekommen werden. In der 130 m-Ebene werden keine signifikanten Änderungen der Strömungen festgestellt. Besser als in den Horizontalkarten, die auf Mittelwerten der Strömungen über 10 Tage basieren, läßt sich dies in den Vektordiagrammen der Strömungen erkennen (Abb. 5.13). Zwar sind dem mittleren Strom niederfrequente Fluktuationen überlagert, diese stehen aber nicht mit dem Monsuneinsatz im Zusammenhang.

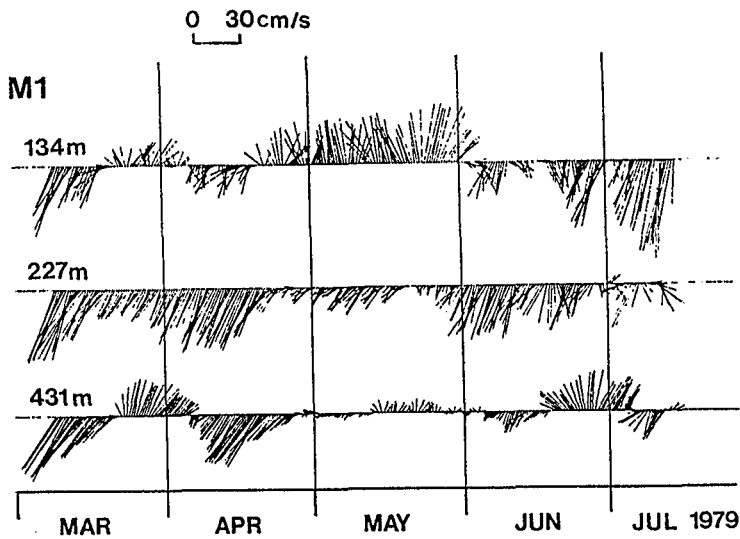


Abb. 5.13.a : Tiefpassgefilterte (30 Std) Vektorzeitserien der Strömungen bei Verankerung M1.

Weiter von der Küste entfernt sind die Strömungen in den oberen 700 m nach Süden gerichtet, die Geschwindigkeiten sind aber kaum von Null verschieden. Acht Tage nach dem Einsatz des Monsuns hat sich das Bild jedoch geändert. In größerer Entfernung als 200 km von der Küste setzt der Strom an der Oberfläche jetzt mit Geschwindigkeiten von 40 cm/s in den oberen 100 m nach Süden (Abb. 5.14). Dieser Südstrom wird bis zur maximalen Meßtiefe von 600 m beobachtet, wenn auch mit verminderter Geschwindigkeit.

Auch die in der zweiten Maihälfte ausgebrachten Strommesser-Verankerungen 274 und 275 (Abb. 5.13 d) zeigen bis zum zweiten Einsatz des SW-Monsuns im Juni starken Südstrom in Tiefen zwischen 270 m und 900 m, dem allerdings bei 275 Schwankungen mit großen Amplituden überlagert sind. Einzubeziehen ist hier, daß 275 in der gleichen Küstenentfernung wie M6 liegt, bei der in 210 m Tiefe in dieser Zeit auch stark variable Strömungen angezeigt werden. (Abb. 5.13 b). Es ist zu vermuten, daß diese beiden Verankerungen etwa an der Grenze zwischen dem

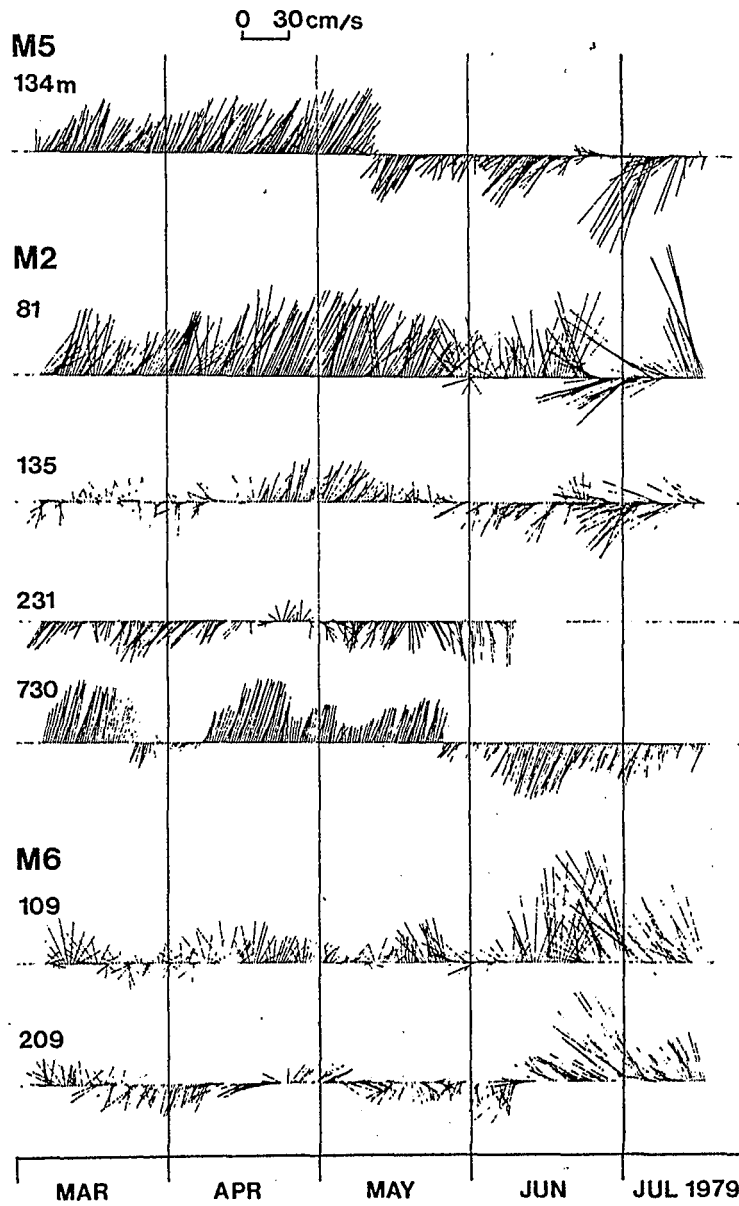


Abb. 5.13.b : Wie a), Verankerungen M5, M2 und M6

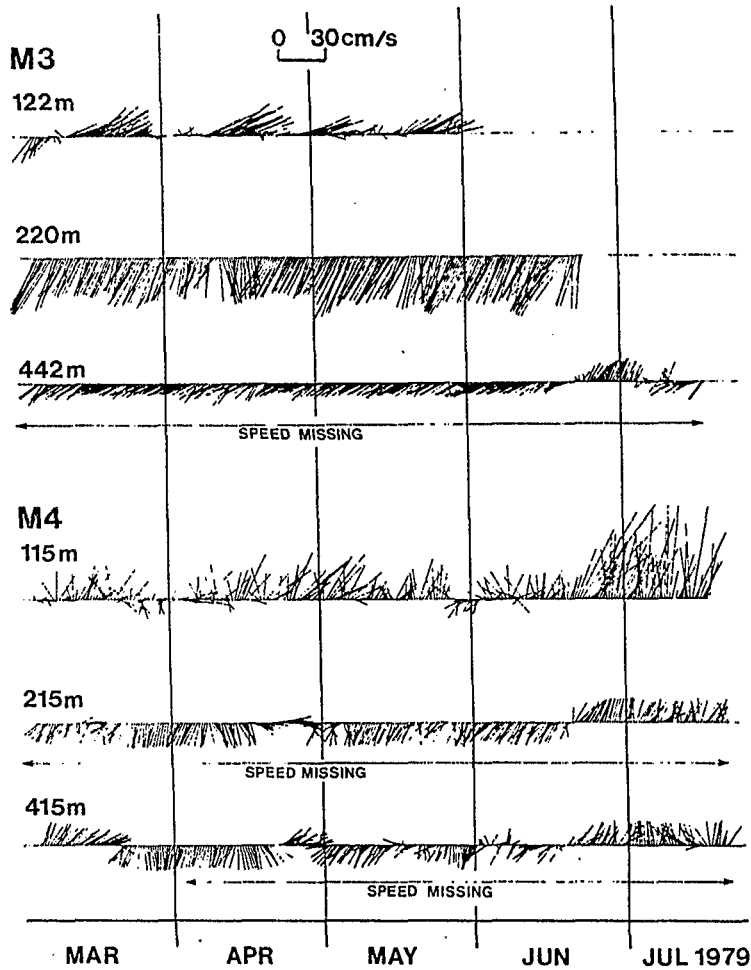


Abb. 5.13. c: Wie a), Verankerungen M3 und M4. Bei Rotorverlust wurde eine künstliche Geschwindigkeit von 30 cm/s eingesetzt.

Randstrombereich und dem generellen Südstrom in größerer Küstenentfernung liegen.

Bei  $4^{\circ}$  N in Verankerung 273 wird in dieser Zeit im mittleren Tiefenbereich von 400 m bis 900 m vorwiegend Strom nach Westen beobachtet (Abb. 5.13 d), in Übereinstimmung mit den Messungen im Vormonat.

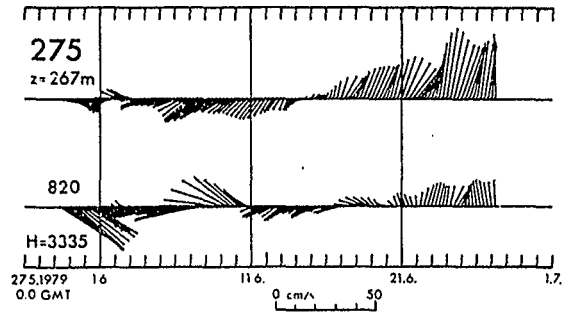
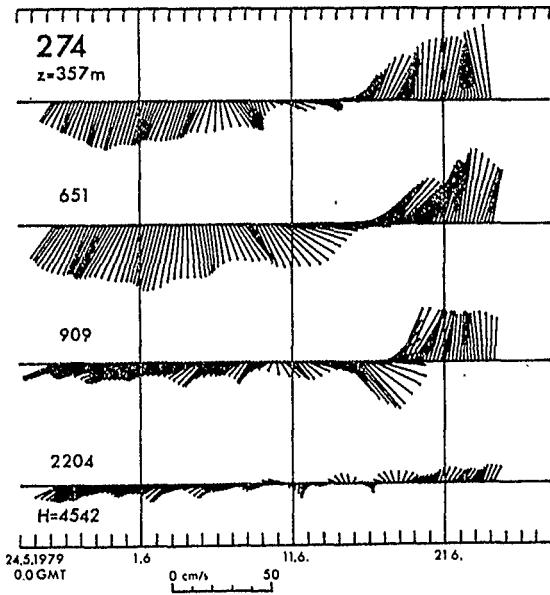
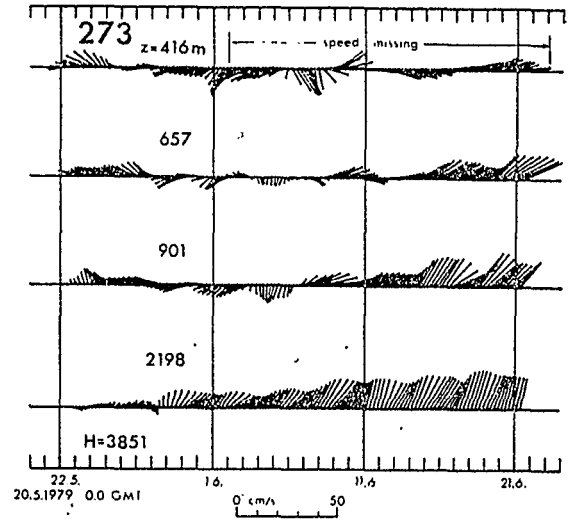
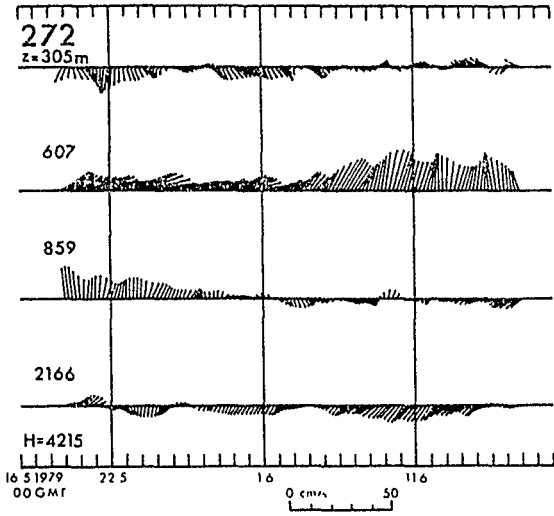


Abb. 5.13.d : Wie a), Verankerungen 272, 273, 274 und 275.



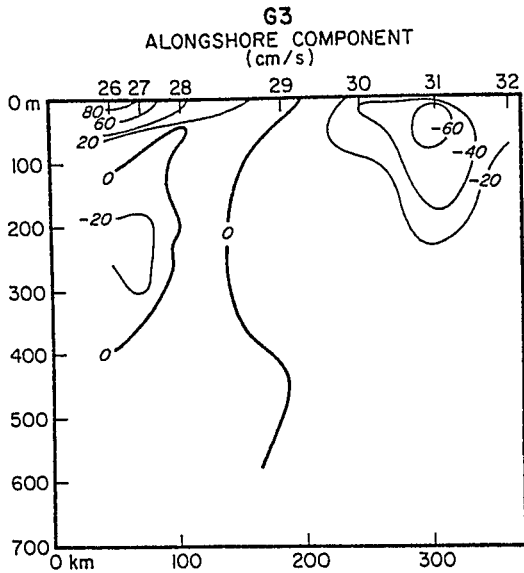


Abb. 5.14.: Stromprofilschnitt  
bei 7° N,  
13.-15. Mai 1979

### (c) Struktur des nördlichen Unterstroms

Die einzige starke Veränderung der küstennahen Strömungen wird an Verankerung M5 auf dem Schelf beobachtet (Abb. 5.13 a). Hier kehrt sich der Strom am 14. Mai abrupt von Nord nach Süd um. Mit dem Anheben der Sprungschicht auf dem Schelf (Abb. 5.12) wird auch der Somalistrom flacher und der nach Süden gerichtete Unterstrom, der entlang der ganzen Küste nördlich von 5° N beobachtet wird (Abb. 5.19 b), hebt sich an. Stromprofilmessungen bei 7° N zeigen die Obergrenze des Unterstroms vor der Stromumkehr bei M5 am 6. und 7. Mai in ca. 120 m bis 140 m Tiefe. Zehn Tage später reicht er bis in eine Tiefe von 80 m bis 100 m.

Drei Schnitte durch den Unterstrom bei 5.5° N, bei 7° N und bei 9° N zeigen einen deutlichen Nord-Süd-Gradienten in der Geschwindigkeit und in der Ausdehnung des Unterstroms. Die Geschwindigkeit im Kern nimmt von weniger als 20 cm/s im Norden auf mehr als 60 cm/s im Süden bei 5.5° N zu. Gleichzeitig liegt die Obergrenze des Unterstroms nach Süden hin in immer geringeren Tiefen. Obwohl die Messungen

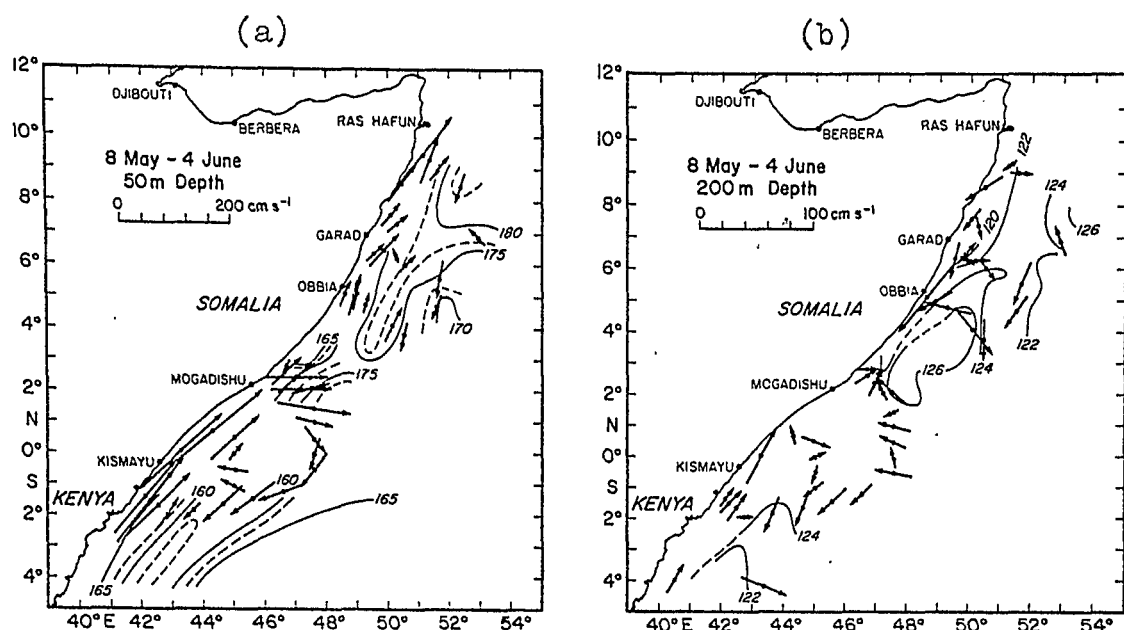


Abb. 5.15.: Horizontalkarten der Strömungen in 50 m und 200 m Tiefe nach dem ersten Einsatz des Monsuns im Mai.

auf diesen drei Schnitten zwischen dem 9. und 17. Mai durchgeführt wurden, daher also nicht synoptisch sind, sind diese Gradienten entlang der Küste signifikant. Bei Garad ( $7^{\circ}$  N) war auch schon vorher stärkerer Strom gefunden worden als weiter im Norden.

#### (d) Die Umkehr des Somalistroms bei $2^{\circ}$ N

Bereits zwölf Tage nach dem Einsetzen des SW-Monsuns hat sich der bis dahin nach Süden fließende Somalistrom bei  $2^{\circ}$  N umgekehrt (Abb. 5.15 a). Der ca. 150 km breite Randstrom fließt in 50 m Tiefe - und auch an der Oberfläche - von  $2^{\circ}$  S über den Äquator hinweg bis mindestens  $2^{\circ}$  N und löst sich dort von der Küste ab. Eine Wassermassenanalyse der oberflächennahen Schicht (Molinari *et al.*, 1981) zeigt, daß ein Teil des Somalistroms südlich des Äquators hinweg zurückzirkulieren wird, wie in Abb. 5.15 a angedeutet ist. Östlich des Ostafrikanischen Küstenstroms ist der Strom nach Südwesten gerichtet.

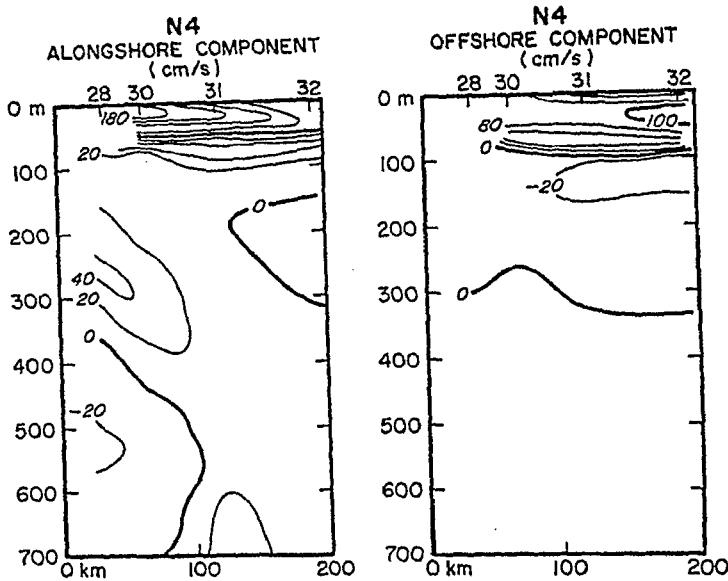


Abb. 5.16.: Stromprofilschnitt bei  $2^{\circ}$  N, 27. Mai 1979

Abb. 5.16 zeigt die Vertikalverteilung der Strömungen in den oberen 700 m. Die hohen Geschwindigkeiten im Somalistrom bei  $2^{\circ}$  N, die an der Oberfläche bis zu 190 cm/s erreichen, sind auf die oberen 80 m bis 100 m beschränkt. Die ablandige Stromkomponente steigt von 60 cm/s am 17. Mai auf über 100 cm/s am 27. Mai an (Abb. 5.16).

Der nordwärts fließende Unterstrom vom April ist noch als Maximum in 200-300 m Tiefe sichtbar, ist jedoch jetzt abgeschwächt und hat sich weiter von der Küste entfernt sogar umgekehrt. Ebenso ist der südwärts fließende Unterstrom unterhalb von 400 m schmaler geworden und hat an Intensität etwas nachgelassen.

#### (e) Der Ostafrikanische Küstenstrom bei $2^{\circ}$ S

Der Schnitt durch den Ostafrikanischen Küstenstrom südlich des Äquators (Abb. 5.8.) wurde während dieser Zeit viermal abgefahren. Im Wesentlichen zeigt sich die gleiche Vertikalstruktur der Strömungen wie schon im April. Die Tiefe des ober-

flächennahen Nordoststroms an der Küste nimmt von 350 m auf etwa 250 m ab, ebenso verringert sich die Maximalgeschwindigkeit von mehr als 220 cm/s am 6. Mai auf 150 cm/s am 10. Juni. Es ist allerdings hierbei zu berücksichtigen, daß S6 etwa 100 km südlicher als die anderen S-Schnitte liegt. Damit kann die Abnahme der Stromgeschwindigkeit auch auf einen räumlichen Gradienten zurückzuführen sein.

Das Anheben des Unterstroms im Mai zeigt sich auch in der Stromumkehr in 406 m Tiefe in Verankerung M7 (Abb. 5.9). Das Gerät zeigt nach dem 18. Mai wieder Südstrom an und liegt damit wieder im Bereich des Unterstroms.

#### 5.2.4. Modellinterpretationen des Somalistromresponses

Wie bereits in Kapitel 3 erläutert, existieren drei prinzipiell verschiedene Modellvorstellungen, die die Umkehr des Somalistroms nördlich des Äquators erklären. Das erste Modell geht davon aus, daß die küstennahen Strömungen durch Fernwirkung entstehen. Der Einsatz des SW-Monsuns über dem offenen Ozean erzeugt äquatoriale Rossbywellen, die nach Westen wandern und an der Küste durch Reflektion und Überlagerung einen westlichen Randstrom erzeugen (Lighthill, 1969). Innerhalb von 500 km Küstenentfernung liegt in diesem Modell kein Wind vor. Die Zeitspanne zwischen Monsuneinsatz und Stromumkehr an der Küste liegt dabei bei einem Monat.

Eine zweite Modellvorstellung ist, daß der Somalistrom in der Anfangsphase durch das großräumige Windfeld erzeugt wird, das die lokalen Winde mit einschließt (z.B. Cox, 1970). Die Strömungen reagieren hier mit ein bis zwei Wochen auf den Wind-einsatz. In neueren Modellen (Cox, 1979; Cane, 1979) werden die Effekte verschiedener Windstressverteilungen sowie unterschiedlicher Küstenkonfigurationen untersucht. Alle diese Modelle beinhalten neben dem großräumigen Windfeld jedoch auch die lokalen Winde.

Eine dritte Idee geht davon aus, daß der Ostafrikanische Kü-

stenstrom nach dem Abschwächen des NE-Monsuns als Trägheitsströmung über den Äquator hinweg tritt und so eine Stromumkehr im Norden bewirkt (Anderson und Moore, 1979). Der südliche Randstrom wird durch den SE-Passat in der südlichen Hemisphäre angetrieben, nördlich des Äquators liegt kein Wind vor.

(a) Das Ablösen des Somalistroms von der Küste bei  $4^{\circ}$  N

Der Somalistrom löst sich am Anfang des SW-Monsuns bei  $3-4^{\circ}$  N von der Küste (Abb. 5.15). In jedem der oben beschriebenen Modelle wird eine Position des AblöSENS vorhergesagt, die jetzt mit den Beobachtungen verglichen werden kann.

Die geographische Breite der Separation einer Trägheitsströmung in niedrigen Breiten ist durch

$$y_s = \frac{1}{2} g' h^2 / \beta \psi$$

gegeben (Anderson und Moore, 1979). Die Tiefe des oberflächennahen Nordstroms,  $h$ , ist nach den Beobachtungen etwa 100 m, der Transport südlich des Äquators,  $\psi$ , ist  $15 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ . Mit  $g' = g \Delta S / S_0 = 3 \text{ cm/s}^2$  als reduzierter Schwerebeschleunigung und einer Änderung des Coriolisparameters  $\beta = 2.0 \times 10^{-13} \text{ cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$  ergibt sich eine Separationsbreite des Jets von

$$y_s = 5.0 \times 10^7 \text{ cm} \quad \text{oder} \quad 4.5^{\circ} \text{ N.}$$

Dies stimmt mit den Beobachtungen gut überein.

Ein Modell, daß den Ozean mit gleichförmigen Südwinden antreibt, erzeugt einen starken, nach Osten gerichteten Jet nördlich des Äquators und Weststrom auf dem Äquator und südlich davon (Cane, 1979). An der Küste wird dadurch ein Randstrom erzeugt, der die beiden zonalen Strömungen verbindet. Der Randstrom fließt nordwärts bis zu der geographischen Breite des ostwärts fließenden Jets. Die Lage der Separation des Randstromes ist durch

$$y_s = 2 \left( \frac{\tau}{\alpha \beta^2} \right)^{1/3}$$

gegeben.

Mit einem Windstress von  $\tau = 1 \text{ dyn/cm}^2$  und einer Reibungstiefe  $h_r = 50 \text{ m}$  ergibt sich eine Separationsbreite von

$$y_s = 3.4 \times 10^7 \text{ cm} \quad \text{oder } 3.1^\circ \text{ N},$$

wiederum in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen.

Lighthill (1969) findet in seinem Fernwirkungsmodell Nordstrom entlang der Küste bis  $6^\circ \text{ N}$ , wobei der Transport nördlich von  $2^\circ \text{ N}$  abnimmt (Abb. 5.17). Die Separation des Somalistroms erfolgt also zwischen  $2^\circ \text{ N}$  und  $6^\circ \text{ N}$ .

Damit erzeugen also alle drei Mechanismen eine Separation des Somalistroms in der Nähe von  $4^\circ \text{ N}$  und sind deshalb durch diese Eigenschaft nicht zu unterscheiden.

(b) zeitliches Responseverhalten und Wassermassencharakteristika

Eine zweite Eigenschaft des Stromeinsatzes ist seine Schnelligkeit. Bereits zwölf Tage nach dem Umkehren der Winde hat der Strom bei  $2^\circ \text{ N}$  die gleichen Geschwindigkeiten und Transporte wie südlich des Äquators. Die Länge dieser Zeitspanne beträgt nur etwa ein Drittel derjenigen, die vom Lighthillschen Fernwirkungsmodell vorhergesagt wird. Das zeigt, daß zumindest während der unmittelbaren Umkehrzeit der Fernwirkungsmechanismus keine Bedeutung haben kann.

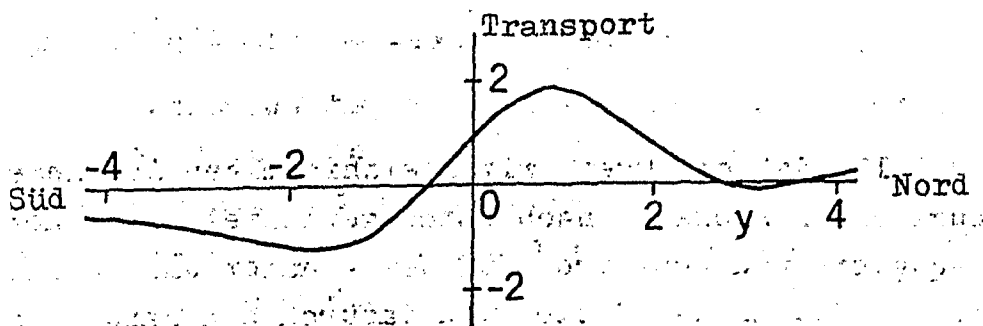


Abb. 5.17.: Barokliner Anteil des Transports im Randstrom (nach Lighthill, 1969). Eine nicht-dimensionale Längeneinheit ist etwa  $2^\circ$ .

Dagegen liegt die Responsezeit der beiden anderen Modelltypen innerhalb der 12 Tage Zeitspanne, so daß ein weiteres Kriterium zu ihrer Unterscheidung herangezogen werden muß.

Die Temperatur - Salzgehalt - Eigenschaft des Wassers im Somalstrom bei  $2-3^{\circ}$  N (Abb. 5.21) zeigt, daß dieses Wasser aus dem Ostafrikanischen Küstenstrom südlich des Äquators kommt und keine Vermischung mit salzreichem Wasser aus dem Osten erfolgt. Auch die Transporte in den oberen 100 m sind bei  $2^{\circ}$  N und  $2^{\circ}$  S gleich. Diese Ähnlichkeit der T-S-Eigenschaften und Transporte lassen darauf schließen, daß die Umkehr des Somali-stroms nördlich des Äquators durch ein Übertreten des Ostafrikanischen Küstenstroms in die nördliche Hemisphäre hervorgerufen ist. Dies entspricht dem Modell von Anderson und Moore (1979).

(c) Mögliche Auswirkungen von Lighthills Fernwirkungseffekt

Falls der Fernwirkungsmechanismus Lighthills (1969) von Bedeutung ist, müssen sich Veränderungen in den Strömungen und Transporten im Randstrom nach etwa 20-30 Tagen zeigen. Die Rotation des Windfeldes nach dem ersten Monsuneinsatz über dem äquatorialen Indischen Ozean erreicht zwar nur ein Drittel der Werte des voll entwickelten Monsuns (Crozet et al., 1979), erfüllt aber damit die Bedingungen für die Anwendung des Lighthillschen Modells.

Die äquatorialen Rossbywellen benötigen etwa 20 Tage, um zur Küste zu gelangen und bauen dort innerhalb von 10 Tagen den Randstrom auf (Lighthill, 1969). Wie bereits in Abb. 5.17 dargestellt, kommt es südlich von  $1^{\circ}$  S zu einer Beschleunigung nach Süden und nördlich davon bis  $6^{\circ}$  N zu einem Strom nach Norden. Falls dieser Mechanismus also von Bedeutung ist, müßte er sich im späten Mai zeigen.

In Abb. 5.18 ist die Entwicklung der Massentransporte im Somalstrom in den oberen 100 m auf drei Schnitten bei  $2^{\circ}$  S (S),

2° N (N) und bei 7-8° N (G) dargestellt. Tatsächlich nimmt der Transport bei 2° N von Mitte bis Ende Mai nochmals um ca. 25% zu, obwohl der Wind in dieser Zeit nachgelassen hat (Abb. 2.4). Bei 2° S, also im Gebiet von Lighthills Südstromgebiet, ist in dieser Zeit eine Abnahme des nordwärts gerichteten Transports um ca. 20% zu verzeichnen<sup>+</sup>. Diese könnte allerdings auf der gleichzeitigen Abnahme der Windstärke beruhen. Diese Änderungen der Transporte in Äquatornähe, die den lokalen Effekten direkt nach dem Monsuneinsatz überlagert sind, stehen damit nicht im Widerspruch zu dem von Lighthill (1969) beschriebenen Responseverhalten. Ohne eine Bestätigung durch weitere Strommessungen mit verankerten Geräten sind sie für sich aber nicht hinreichend, um den Fernwirkungseffekt nachzuweisen.

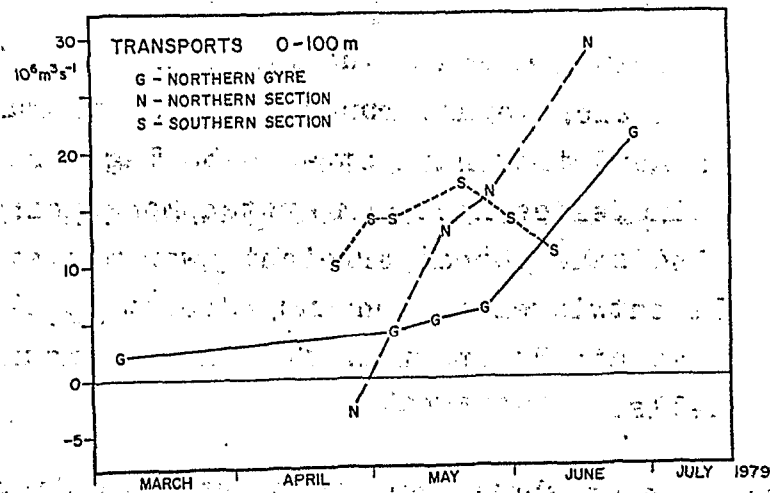


Abb. 5.18.: Entwicklung der Transporte in den oberen 100 m des Somalistroms bei 2° S (S), bei 2° N (N) und bei 7-8° N (G). Die Breite der Schnitte beträgt 135 km bei S und N sowie 110 km bei G.

<sup>+</sup> An dieser Stelle sei bemerkt, daß auch die aus historischen Daten abgeschätzten Transporte und Oberflächenströmungen südlich des Äquators eine Abnahme im Juni verzeichnen (Abb. 4.5).



### 5.2.5. Der Response des Somalistroms auf den zweiten Einsatz des Südwestmonsuns am 10. Juni

Der zweite und endgültige Einsatz des Monsuns ist durch einen starken Anstieg der Windgeschwindigkeit im Gebiet der Verankerungen vor der Somaliküste von 7 m/s am 4. Juni auf 20 m/s am 16. Juni gekennzeichnet (Abb. 2.4). Gleichzeitig mit diesem Anstieg der Windgeschwindigkeit erfolgt eine Zunahme der antizyklonischen Rotation des Windfeldes über dem nördlichen Somalibecken. Die Zunahme der Windgeschwindigkeit im äquatorialen Bereich zwischen  $3^{\circ}$  S und  $3^{\circ}$  N ist bedeutend geringer als weiter im Norden. Hier nehmen die Geschwindigkeiten nur von 7 m/s auf 12 m/s zu.

Im Juni und Juli ist die räumliche Überdeckung des Gebietes mit Messungen weitaus geringer als im Mai. Neben den Messungen mit den verankerten Geräten stehen die Schiffsmessungen der DISCOVERY im Juni und die der ISELIN im Juli zur Verfügung.

#### (a) Die Verstärkung des südlichen Wirbels

Das Bild der oberflächennahen Zirkulation in Äquatornähe ändert sich nach diesem Monsuneinsatz nur wenig (Abb. 5.19). Der Somalistrom löst sich wie im Vormonat bei  $3-4^{\circ}$  N von der Küste ab und wird über eine Schleife südlich des Äquators in den Randstrom zurückgeführt. Die Stromgeschwindigkeiten an der Oberfläche sind etwa 10 Tage nach dem Einsatz auf über 300 cm/s angestiegen und damit nahezu doppelt so groß wie im Mai (Abb. 5.20). Das Gebiet starker Stromscherung ist auf die oberen 100 m beschränkt. Mit den Stromgeschwindigkeiten ist auch der Transport in den oberen 100 m auf  $29 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  angestiegen (Abb. 5.18).

In 200-300 m Tiefe besteht immer noch das relative Maximum im Nordstrom, dagegen ist der südwärts fließende südliche Unterstrom unterhalb von 400 m Tiefe nahezu verschwunden (Abb. 5.20),

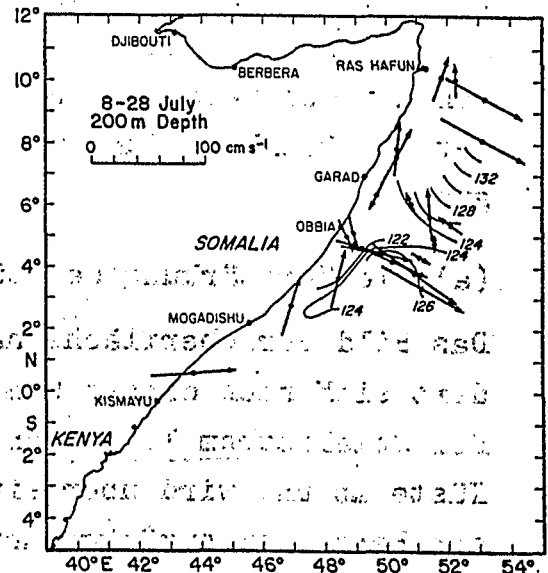
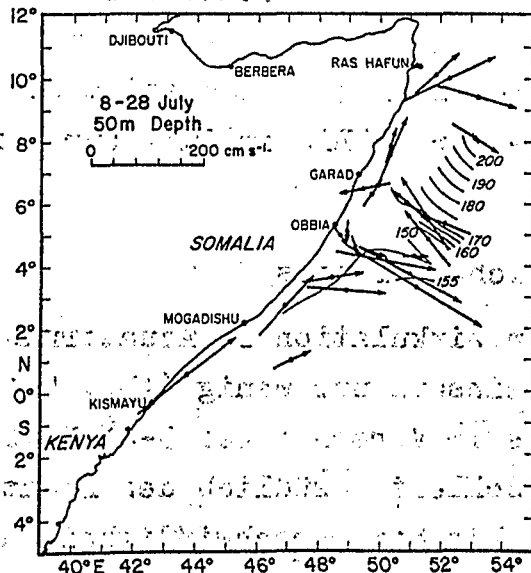
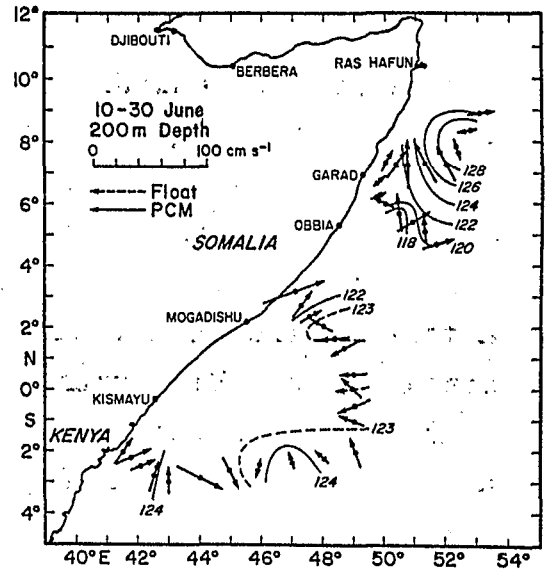
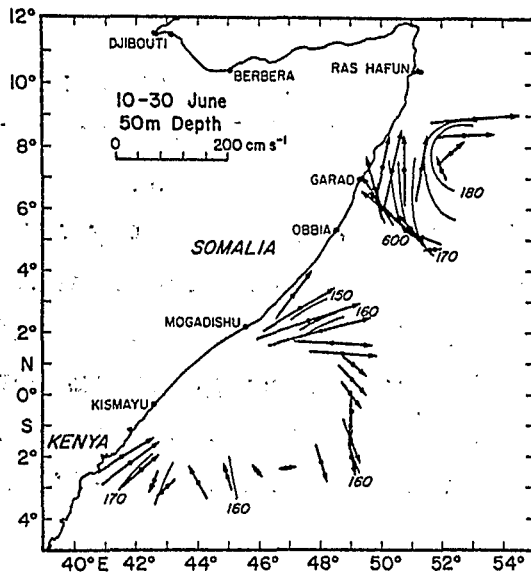


Abb. 5.19.: Horizontalkarten der Strömungen in 50 m und 200 m Tiefe und dynamische Topographien relativ zu 1500 dbar nach dem zweiten Einsatz des SW-Monsuns.  
 obere Reihe: 10-30 Juni  
 untere Reihe: 8-28 Juli

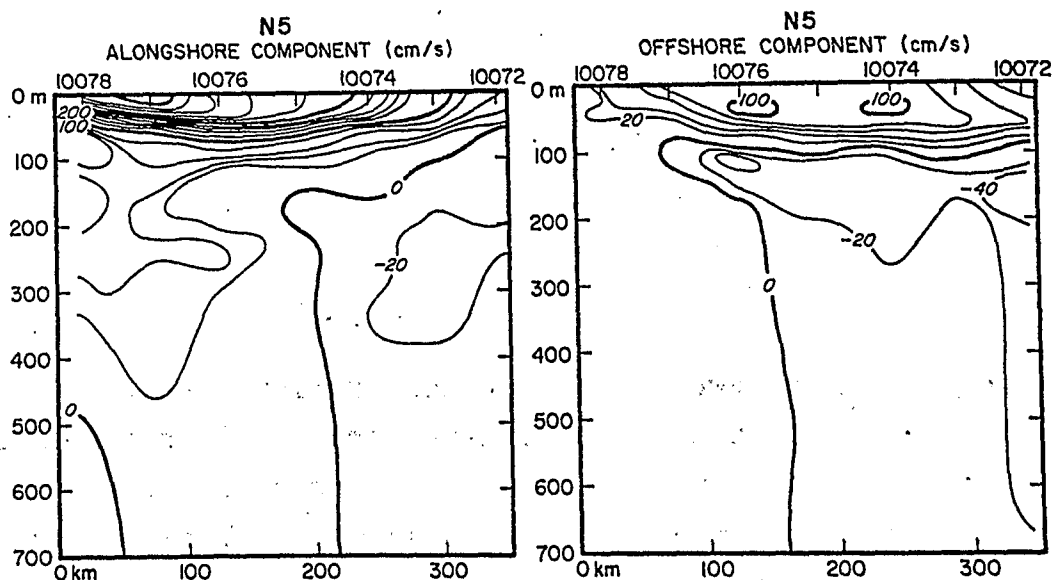


Abb. 5.20.: Stromprofilschnitt im südlichen Somaliwirbel bei  $3^{\circ}$  N nach dem zweiten Monsuneinsatz, 17.-21. Juni

Auch bei Verankerung M7 in 406 m Tiefe deutet sich eine Stromumkehr nach Norden in der zweiten Junihälfte an (Abb. 5.9).

Da die Registrierung jedoch am 2. Juli endet, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, ob es hier auch wirklich zu einer Umkehr kommt.

Für Juli liegen nur wenige Stromprofilmessungen aus dem Bereich des südlichen Wirbels vor. Diese zeigen in Oberflächennähe nur wenig Änderungen gegenüber denen des Junis (Abb. 5.19).

Der Wirbel hat sich um 50-100 km nach Norden verlagert und maximale Oberflächenstromgeschwindigkeiten liegen mit 350 cm/s nur wenig über den Werten vom Juni.

Der starke Anstieg der Stromgeschwindigkeiten bei  $3^{\circ}$  N innerhalb der ersten 10 Tage nach dem Monsuneinsatz ist auf die oberen 40-50 m beschränkt. Dies legt die Vermutung nahe, daß die Erhöhung auf die Zunahme der Windgeschwindigkeit zurückzuführen ist.

Der unmittelbare Response eines Ozeans in niedrigen Breiten

auf eine Änderung des Windfeldes ist eine Beschleunigung in Richtung des Windstresses :

$$g h_r \frac{\partial u}{\partial t} = \tau$$

Eine Abschätzung der Geschwindigkeitszunahme bis zur Reibungstiefe,  $h_r$ , ist durch

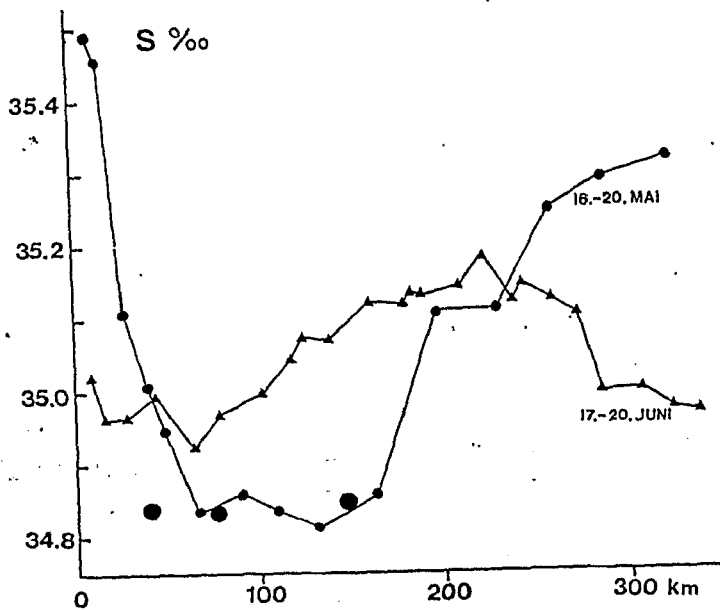
$$\Delta u = \frac{\tau}{g h_r} \cdot \Delta t$$

gegeben. Beim zweiten Monsuneinsatz nimmt der Stress um  $1 \text{ dyn/cm}^2$  zu, die Reibungstiefe kann als 50 m angenommen werden. Nach zehn Tagen wird die mittlere Geschwindigkeit in dieser Schicht daher um etwa 170 cm/s zunehmen. Das entspricht einer Transportzunahme auf dem 135 km langen Schnitt N von  $12 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Beobachtet wird eine Zunahme der Geschwindigkeit von 180 cm/s auf über 300 cm/s vom 27. Mai zum 19. Juni, der Transport in den oberen 100 m nimmt gleichzeitig von  $16 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  auf  $29 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  zu. Es besteht also gute Übereinstimmung zwischen der Abschätzung des Transports aus dem Windfeld und den Beobachtungen.

Die Frage ist nun, wie dem Randstrom bei  $3^\circ \text{ N}$  das zu dieser Transporterhöhung nötige Wasser zugeführt wird. Stromprofilmessungen vor der Küste Kenias zwischen  $2^\circ \text{ S}$  und  $4^\circ \text{ S}$  im Juli zeigen nur eine geringfügige Zunahme der oberflächennahen Geschwindigkeiten und Transporte gegenüber Mai. Dies wird durch historische Daten bestätigt. (Abb. 4.5). Eine Erhöhung des Zustroms in den Somalistrom von südlich des Äquators ist damit ausgeschlossen, der zusätzliche Einstrom muß also von Osten parallel zum Äquator kommen. Dies entspricht dem Modell von Cane (1979).

Bestätigt wird diese Annahme durch Messungen des Oberflächen-salzgehalts auf Schnitten durch den Somalistrom bei  $3^\circ \text{ N}$  (Abb. 5.21; siehe auch Abb. 5.38). Im Mai ist der Kern des



b. 5.21.: Oberflächensalzgehalte entlang eines Schnittes im Somalistrom bei  $3^{\circ}$  N vom 16.-20. Mai und vom 17.-21. Juni 1979. Lage des Schnittes in Abb. 5.3. Die Einzelwerte sind Oberflächensalzgehalte vom 25.-27. Mai ca. 100 km südlich dieses Schnittes.

Somalistroms deutlich auszumachen. Salzgehalte sind geringer als  $34.90^{\circ}/\text{oo}$ , typisch für das Oberflächenwasser im Ostafrikanischen Küstenstrom. Die hohen Salzgehalte von über  $35.4^{\circ}/\text{oo}$  unmittelbar an der Küste sind noch ein Nachlaß des Wassers aus dem Arabischen Meer, das im NE-Monsun vom Somalistrom transportiert wird. Im Juni hat sich der Salzgehalt im Somalistrom um  $0.1-0.2^{\circ}/\text{oo}$  erhöht, was auf eine Vermischung des salzarmen Wassers aus dem Ostafrikanischen Küstenstrom mit salzreichem Wasser, das nur von Osten kommen kann, schließen läßt.

#### (b) Räumliche Struktur des Nordwirbels

Stromprofilmessungen im nördlichen Somaliwirbel wurden zwischen dem 17. und 30. Juni, also ein bis drei Wochen nach dem zweiten Monsuneinsatz durchgeführt. Die Horizontalverteilung der Strömungen zeigt antizyklonische Zirkulation in 50 m, 200 m und 700 m Tiefe (Abb. 5.19,22), deren Zentrum bei  $8^{\circ}$  N,  $52^{\circ}$  E liegt. In 200 m und 700 m Tiefe spaltet sich der bei  $7^{\circ}$  N auf die Küste zu fließende Strom im Süden des Wirbels

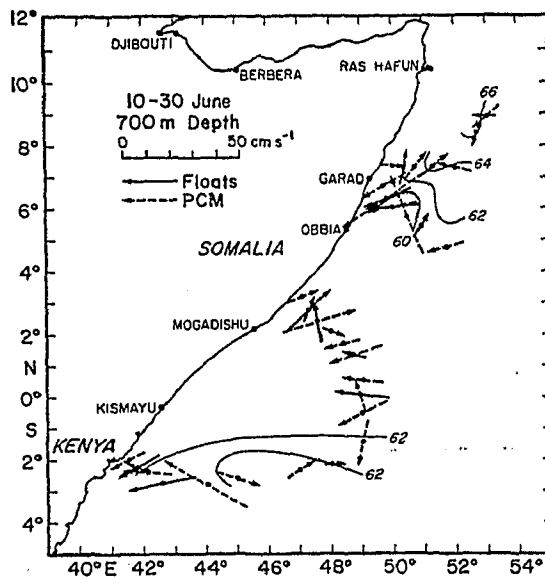


Abb. 5.22.:  
Horizontalkarte der  
Strömungen in 700 m  
Tiefe und dynamische  
Topographie 700/1500 dbar  
im Juni.

in einen südlichen und einen nördlichen Teil auf. In Küstennähe bei  $6.5^{\circ}$  N liegt Südstrom mit 20 cm/s Geschwindigkeit vor, während nördlich von Garad, der Unterstrom vom Mai (Abb. 5.15) nicht mehr existiert und statt dessen Nordstrom an der Westflanke des Somaliwirbels vorliegt.

Die Vertikalstruktur der Strömungen auf den drei Schnitten im Wirbel (G4, NG3 und NG4 in Abb. 5.3) ist in Abb. 5.23 dargestellt. Vor Garad (G4) fließt der Strom auf die Küste zu, Geschwindigkeiten in Oberflächennähe erreichen hier 150 cm/s. Die starke vertikale Stromscherung ist auf die oberen 100 m beschränkt, auf fast dem gesamten Schnitt reicht der Weststrom aber bis in mehr als 600 m Tiefe. An der Küste ist die bereits oben erwähnte Abspaltung eines Teils des Wirbels nach Süden zu erkennen.

Etwa 100 km weiter nördlich (NG3) ist der Strom dagegen bis zur maximalen Meßtiefe von 700 m nach Norden gerichtet. Das Minimum im Nordstrom in 250 m Tiefe mag noch auf den zuvor nach Süden fließenden Unterstrom zurückzuführen sein.

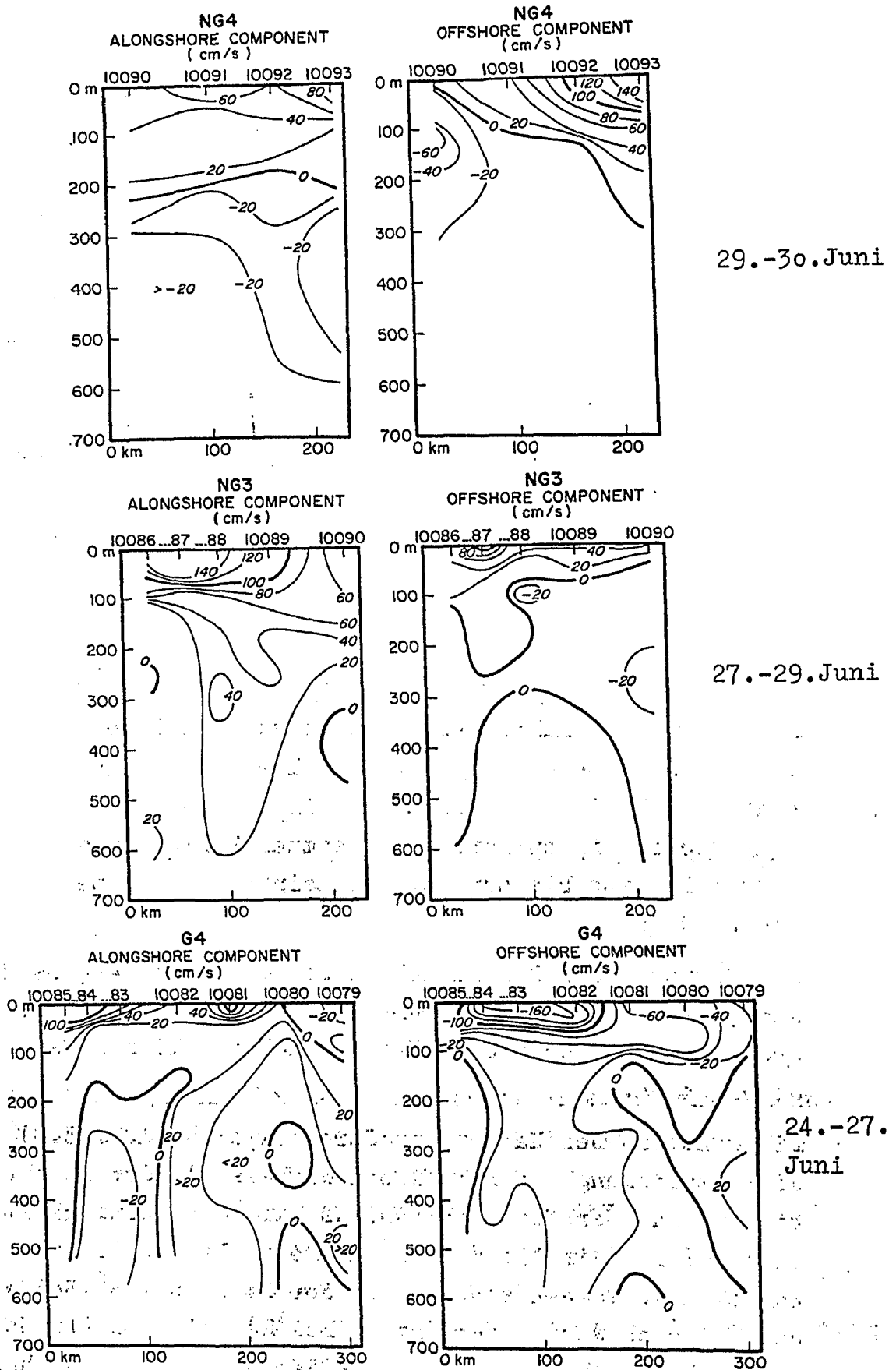


Abb. 5.23.: Stromprofilschnitte im nördlichen Somaliwirbel nach dem zweiten Monsuneinsatz im Juni

Der Schnitt im Zentrum des Wirbels (NG4) zeigt schließlich, daß die Achse des Wirbels mit zunehmender Wassertiefe nach Norden verlagert ist. Der Nulldurchgang zwischen Ost- und Weststrom liegt an der Oberfläche bei Station 10090 (Abb. 5.23), während er in 300 m Wassertiefe etwa 200 km weiter im Norden liegt. Diese Nordverlagerung des Wirbelzentrums läßt sich auch in den dynamischen Topographien sowie den horizontalen Stromkarten erkennen (Abb. 5.19,22).

Im Juli hat sich der Wirbel, soweit sich das anhand der wenigen und dazu noch weit voneinander entfernten Messungen sagen läßt, qualitativ wenig verändert. Die südliche Aufspaltung des Wirbels bei  $7^{\circ}$  N reicht jetzt von der Oberfläche bis in mindestens 600 m Tiefe.

#### (c) Zeitliches Responseverhalten des Nordwirbels

Die oberflächennahen Temperaturen auf dem Schelf reagieren mit einem weiteren Abfall unmittelbar auf den zweiten Monsuneinsatz (Abb. 5.11). Wie bereits im Juni erfolgt diese Abnahme gleichzeitig entlang der gesamten Küste. In der Zeit vom ersten Einsatz bis zum 30. Juni sinken die Temperaturen um  $11-12^{\circ}$  C ab.

Der Response der Strömungen an den Verankerungen zeigt sich ganz anders als der der Temperaturen auf dem Schelf. Zwischen den einzelnen Positionen lassen sich deutlich Phasenunterschiede erkennen.

Die synoptischen Karten der Stromvektoren (Abb. 5.5) zeigen die Entwicklung des nördlichen Wirbels. In der Zeit vom 14. bis 23. Juni erhöht sich zunächst die Geschwindigkeit des Nordstroms bei M6 in 130 m Tiefe um mehr als das Dreifache. Im nächsten 10 Tage-Abschnitt ist der Strom bei  $6^{\circ} 30'$  N (M5, M2 und M5) nach Westen gerichtet. Bei M4 hat sich der Nordstrom verstärkt. Nach dem 4. Juli hat der Strom bei M2, ähnlich wie bei M5 und M1, eine Komponente nach Süden. Dies ist die bereits



in den Stromprofilen beobachtete südliche Abspaltung des Wirbels. Die zeitliche Entwicklung der Strömungen an den verschiedenen Verankerungspositionen deutet darauf hin, daß der Wirbel in situ im nördlichen Somalibecken entsteht und dann nach Westen zur Küste wandert.

Besser als in den synoptischen Stromkarten über Zeitintervalle von 10 Tagen läßt sich die Phasenausbreitung des Responses in den halbtäglichen Vektordiagrammen der Strömungen zu erkennen (Abb. 5.13).

Bei Station M6 in 130 km Küstenentfernung zeigt sich eine drastische Änderung der Strömungen in 109 m und 209 m Tiefe am 13. Juni, also etwa 8 Tage nach dem Response der Temperaturen auf dem Schelf. In der Tiefwasserverankerung 274, die 70 km südlich von M6 liegt, kommt es etwa gleichzeitig am 15. Juni im Tiefenbereich zwischen 357 m und 909 m zu einer Stromumkehr. Im Gegensatz dazu ist eine signifikante Änderung der Strömungen bei M2 (80 m und 135 m Tiefe) erst am 26. Juni zu beobachten. Bei Station 275 ist ein Response nicht so klar zu identifizieren. In 267 m Tiefe kehrt sich der Strom am 15. Juni um, was aber auch durch eine langperiodische Stromschwankung hervorgerufen sein kann. Erst nach dem 22. Juni sind die Strömungen an beiden Geräten, in 267 m und in 820 m Tiefe, besser korreliert. Damit könnte man die Responsezeit auf diesen Tag festlegen.

Bei M4 (115 m) kommt es am 24. Juni zu einer starken Zunahme des Nordstroms, während die beiden tiefen Geräte gleichzeitig eine Stromumkehr nach Nord verzeichnen. Zwei Tage später kehrt sich auch der Unterstrom bei M3 in 433 m Tiefe um. Bei M5 (135 m) auf dem Schelf nimmt die Stromgeschwindigkeit in dieser Zeit bis Anfang Juli ab, gefolgt von einem plötzlichen Anstieg des Südstroms auf über 60 cm/s. Dieser Anstieg am 7. Juli kann als Response zum Monsuneinsatz interpretiert werden.

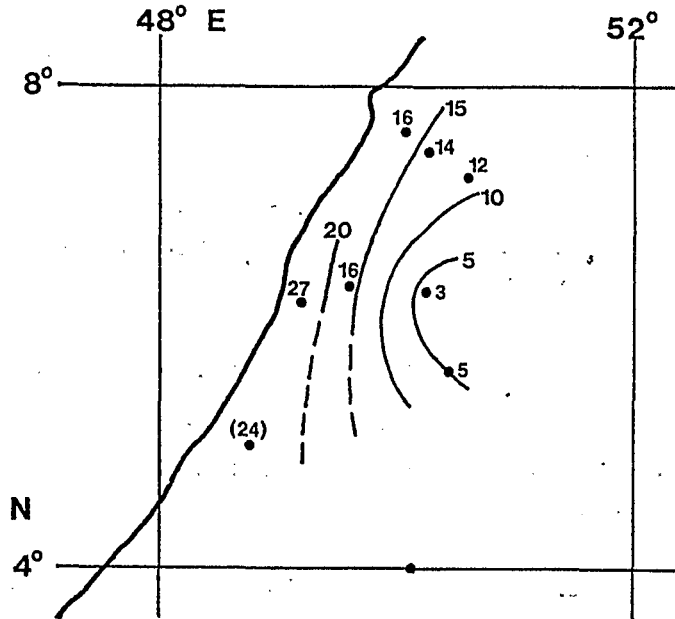


Abb. 5.24.: Responsezeit (in Tagen) der Strömungen an verankerten Geräten im nördlichen Somalibecken nach dem zweiten Monsuneinsatz des SW-Monsuns am 10. Juni

Bei M1 dagegen läßt sich ein Response nicht eindeutig erkennen. In 134 m Tiefe nimmt der Südstrom am 20. Juni zu, wird aber zum Anfang Juli hin wieder schwächer. In den tiefen Geräten werden in dieser Zeit nur langperiodische Stromschwankungen beobachtet, die nicht direkt vom Monsuneinsatz im Juni beeinflusst zu sein scheinen. Das einzige in allen Tiefen vorhandene Signal liegt am 4. Juli vor. In allen drei Tiefen nimmt hier die Südkomponente des Stroms um 20-25 cm/s zu, was man als Response zum Monsuneinsatz interpretieren könnte. Diese Angabe ist jedoch recht unsicher, da die Zeitreihe bereits vier Tage später endet und es damit nicht klar ist, ob hier nicht nur eine andere Stromschwankung vorliegt. Aus den oben beschriebenen Responsezeiten läßt sich eine konsistente Phasenausbreitung erkennen: der Response wird zunächst über tiefem Wasser beobachtet und breitet sich dann mit einer Phasengeschwindigkeit von etwa 5 cm/s nach Westen aus (Abb. 5.24).

(d) Die Tiefe des Responses

Eine weitere Frage bezüglich des Aufbaus des nördlichen Somaliwirbels ist, bis zu welcher Tiefe der Response auf den Monsuneinsatz reicht.

Bei den nördlichen Verankerungen M3 und M4 läßt sich ein Response noch bei den untersten Geräten in 420 m Tiefe feststellen (Abb. 5.13), bei den Tiefwasserverankerungen 274 und 275 reicht er mindestens bis in 909 m bzw. 820 m Tiefe, nicht aber bis in 2200 m Tiefe. Bei M2 in 730 m Tiefe nimmt dagegen zur Zeit des Einsatzes an der Oberfläche die Geschwindigkeit des Südstroms um die Hälfte ab. Allerdings sind ähnlich starke Veränderungen auch schon vorher aufgetreten, so daß hier auch eine Stromschwankung vorliegen kann, die mit dem eigentlichen Monsuneinsatz nichts zu tun hat.

Die Stromprofilmessungen im nördlichen Wirbel im späten Juni (Abb. 5.23) zeigen, daß seine Achse mit zunehmender Wassertiefe nach Norden verlagert ist. Dies mag der Grund dafür sein, daß bei Verankerung M2, die an der Südflanke des Wirbels liegt, kein Response in 730 m Tiefe gefunden wird.

In den dynamischen Topographien relativ zu 2000 dbar ist eine Wirbelsignatur bis in etwa 1000 m Tiefe auszumachen. Allerdings ist unterhalb von 600 dbar das Signal durch die Existenz eines mesoskaligen Wirbels in mittleren Tiefen gestört, so daß diese Tiefenangabe sehr subjektiv ist. Darauf wird noch in Abschnitt 5.3 weiter eingegangen.

Aus den Beobachtungen läßt sich schließen, daß der Response des Ozeans auf den zweiten Einsatz des SW-Monsuns bis in etwa 1000 m Tiefe reicht.

(e) Modellinterpretationen

Im nördlichen Somalibecken baut sich innerhalb weniger Tage nach dem zweiten Einsatz des Monsuns der antizyklonische Wirbel auf. Ein Response wird zunächst bei den Verankerungen in größter Küstenentfernung festgestellt. Dieser breitet sich

dann mit einer Phasengeschwindigkeit von 5 cm/s zur Küste hinaus (Abb. 5.24). Bereits 10 Tage nach dem Monsuneinsatz beträgt der Massentransport an der Westseite des Wirbels  $21 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  in den oberen 100 m (Abb. 5.18) und  $36 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  in den oberen 300 m.

Die Beobachtungen zeigen, daß der Somaliwirbel lokal im nördlichen Somalibecken erzeugt wird und nicht, wie in einigen Modellen (Cox, 1976; Hurlburt und Thompson, 1976) beschrieben, von Süden in seine Position wandert. Eine mögliche Interpretation des Responses ist, daß durch die Rotation des Windfeldes barokline Rossbywellen erzeugt werden, die dann mit wenigen cm/s Phasengeschwindigkeit nach Westen wandern. Mit einer mittleren VÄISÄLÄ-Frequenz  $N = 2.6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  beträgt die Phasengeschwindigkeit des 1. baroklinen Modes etwa 5.3 cm/s bei einem Wirbeldurchmesser von 600 km. Die Verteilung der Rotation des Windes ist in Abb. 5.25 für die Zeit des Monsuneinsatzes am 9. bis 14. Juni 1979 gezeigt. Das Maximum der antizyklonalen Rotation liegt an der Südflanke des Findlater Jets bei  $6^\circ \text{ N}$  in etwa 450 km Küstenentfernung. Diese Lage stimmt im Rahmen der geringen räumlichen Auflösung des Windfeldes mit der Position des Wirbels in seiner Anfangsphase überein.

Diese Interpretation des Responses entspricht dem Modell von Lighthill (1969), übertragen auf den nicht-äquatorialen Bereich. Die anregenden Kräfte wirken in bedeutend geringerer Küstenentfernung als in Lighthills äquatorialer Studie und ein Wirbel wird in situ vor Somalia erzeugt. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit des Responses von 5 cm/s liegt im Bereich der Phasengeschwindigkeiten barokliner Rossbywellen in mittleren Breiten und ist damit eine Größenordnung geringer als die der äquatorialen Wellen.

Zu einem qualitativ ähnlichen Ergebnis kommen Anderson und Rowlands (1976) in einem numerischen Experiment. Sie untersuchen die relative Bedeutung von lokaler und Fernanregung des Somalistroms. Ihr Modell treibt einen nordwärts fließenden

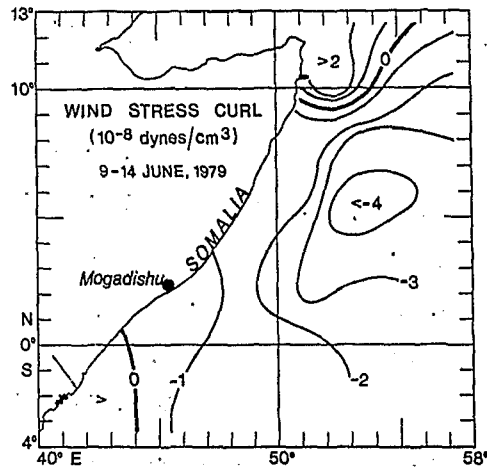


Abb. 5.25.: Rotation des Windfeldes während des zweiten Einsatzes des SW-Monsuns vom 9.-14. Juni 1979.

geostrophischen Somalistrom durch Ekman-Divergenz entlang der Küste. Der benutzte Windstreß nimmt nahezu linear vom Äquator bis zur Achse des Findlater-Jets zu. Neben dem Randstrom werden aber auch kurze planetarische Wellen erzeugt, die mit einer Phasengeschwindigkeit von 10 cm/s nach Westen wandern. Die Amplitude dieser Wirbel ist jedoch bedeutend geringer als die des Randstroms. Das mag daran liegen, daß die Autoren von einer wenig realistischen Verteilung des Windstressses ausgehen, die keine Gradienten in Ost-West Richtung enthält.

In einem neueren numerischen Modell kombinierte Anderson (1980) die Mechanismen, die für den Aufbau des südlichen und nördlichen Somaliwirbels verantwortlich sind. Der Südwirbel ist als Verlängerung des Ostafrikanischen Küstenstroms durch den SE-Passat der südlichen Hemisphäre angetrieben, während der Nordwirbel lokal durch die antizyklonale Rotation des Windes erzeugt wird. Die in dem Modell berechnete Zirkulation stimmt mit den Beobachtungen gut überein. Die Phasenausbreitung des Nordwirbels nach Westen wird hier allerdings nicht gefunden.

Die Wechselwirkung und der Wasseraustausch zwischen beiden Wirbeln ist - wie beobachtet - gering im Vergleich zu den Massentransporten in den einzelnen Wirbel selber.

### 5.2.6 Der Zusammenbruch des Zwei-Wirbel-Systems und die Zirkulation im späten SW-Monsun

Aus der Zeit des späten SW-Monsuns im August und September liegen keine absoluten Strommessungen vor. Indirekte Hinweise auf die Veränderung der Zirkulation lassen sich jedoch aus der Entwicklung der Oberflächentemperaturen (Evans und Brown, 1981), des oberflächennahen Salzgehalts (Molinari et al., 1981) und aus geostrophischen Abschätzungen der Strömungen (Beatty et al., 1981) schließen. Diese Beobachtungen werden der Vollständigkeit halber im Folgenden kurz zusammengefaßt.

Das nach dem zweiten Einsatz des SW-Monsuns bestehende Zwei-Wirbel-System vor der Somaliküste läßt sich in der Verteilung der Oberflächentemperaturen deutlich erkennen. Nördlich der Positionen, bei denen sich der Somalistrom von der Küste löst, also bei  $5^{\circ}$  N und bei  $9^{\circ}$  N, ist die Oberflächentemperatur durch Auftrieb stark herabgesetzt. Diese Auftriebsgebiete sind in Satellitenaufnahmen sichtbar (Evans und Brown, 1981). Am 10. August beginnt die südliche Zunge kalten Wassers mit Geschwindigkeiten zwischen 17 cm/s und 36 cm/s nach Norden zu wandern und überlagert sich im September dem nördlichen Auftriebsgebiet (Evans und Brown, 1981). Abb. 5.26 zeigt die Positionen der Temperaturfronten am Rand der Auftriebsgebiete in der Zeit der nordwärtigen Translation. Der Grund für den Zusammenbruch des Systems der zwei Wirbel, der auch 1976 und 1978 beobachtet wurde (Evans und Brown, 1981) ist unklar.

Im späten August und im September existiert im nördlichen Somalibecken ein einzelner antizyklonischer Wirbel mit Zentrum bei  $7^{\circ}$  N,  $54^{\circ}$  E (Beatty et al., 1981). Die Tiefenverteilung der  $20^{\circ}$  C-Isotherme (Abb. 5.27) deutet an, daß sich der Somalistrom nicht mehr wie in der Zeit von Mai bis Juli bei  $4^{\circ}$  N von der Küste löst, sondern als kontinuierlicher Randstrom bis  $9^{\circ}$  N fließt. Die Verteilung des Oberflächensalzgehalts (Molinari et al., 1981) zeigt jetzt salzarmes Wasser aus dem Ostafrika-

nischen Küstenstrom entlang der gesamten Somaliküste, was dieses Bild bestätigt.

Die hier beobachtete Verteilung der oberflächennahen Zirkulation und der Wassermassen stimmt mit dem klassischen Bild des Somalistroms (Swallow und Bruce, 1966; Warren et al., 1966) überein.

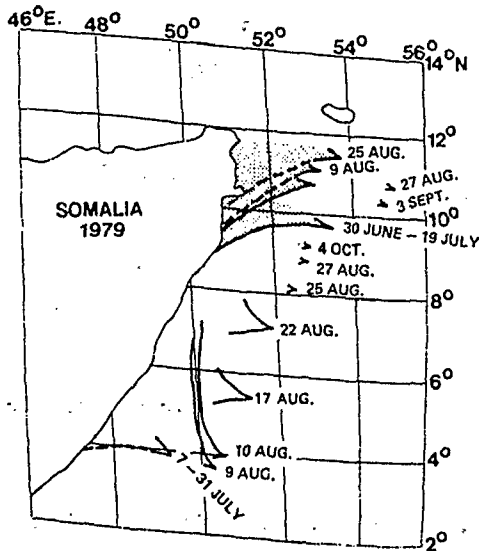


Abb. 5.26.:

Positionen der beiden Auftriebsgebiete aus Satellitenaufnahmen während des Zusammenbruchs des Zwei-Wirbel-Systems vor Somalia im August 1979 (aus Evans und Brown, 1981).

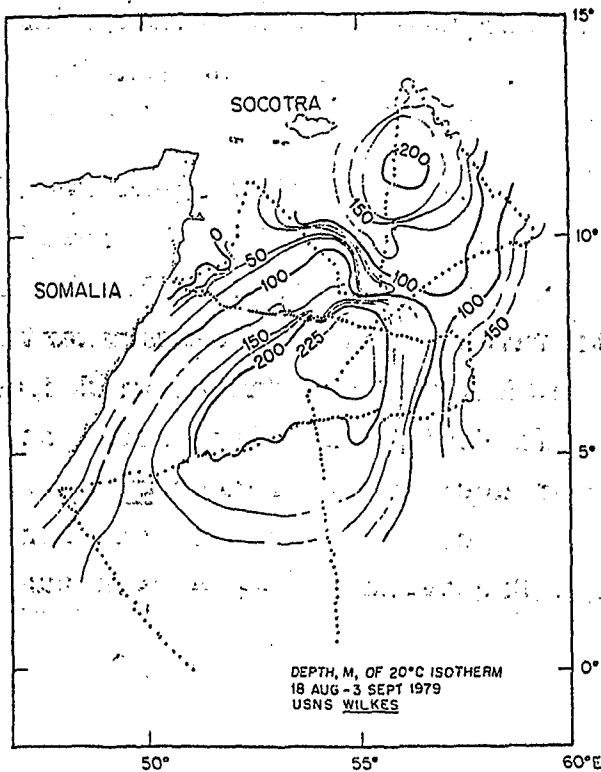


Abb. 5.27.:

Tiefe der 20° C-Isotherme vor Somalia vom 18. August bis 3. September 1979 (aus Beatty et al., 1981)

### 5.3 Verteilung der Wassermassen und Zirkulation in mittleren Tiefen

Neben den absoluten Strömungsmessungen, die einen unmittelbaren Einblick in die Zirkulation und deren Veränderlichkeit geben, lassen sich Rückschlüsse auf das Strömungsfeld auch aus der Verteilung der Wassermassen ziehen. Im Folgenden wird dazu zunächst ein Überblick über die im westlichen Indischen Ozean auftretenden Wassermassen gegeben sowie die im Weiteren benutzten Analysenverfahren erläutert. Die Entwicklung der oberflächennahen Wassermassenstruktur ist in einem Artikel von Molinari et al. (1981) beschrieben. Hier beschränke ich mich auf den Tiefenbereich 200 m bis 1200 m, in dem der Großteil der Stromprofilmessungen mit relativ großen Fehlern behaftet ist.

#### 5.3.1 Temperatur-Salzgehalt-Eigenschaften der Wassermassen im westlichen Indischen Ozean

Die Temperatur-Salzgehalt-Eigenschaften der Wassermassen im westlichen Indischen Ozean in den oberen 1200 m sind schematisch in einem T-S Diagramm dargestellt (Abb. 5.28). Die angegebenen Werte sind dem Atlas der Internationalen Indischen Ozean Expedition entnommen (Wyrтки, 1971).

Im oberflächennahen Bereich finden sich vorwiegend zwei Wasserarten. Salzarmes Wasser entsteht durch starke Frischwasserzufuhr im Golf von Bengalen und den Indonesischen Inseln und gelangt über den Südäquatorialstrom und den Ostafrikanischen Küstenstrom zum Somaliestrom. Salzreiches Wasser wird im Arabischen Meer gebildet, wo die Verdunstung den Niederschlag um mehr als 1000 mm pro Jahr übertrifft (Isakov et al., 1953). Das Wasser aus dem Arabischen Meer breitet sich vor Somalia in etwa 100 m Tiefe auf der Dichtefläche  $\sigma_t = 24.0$  aus.



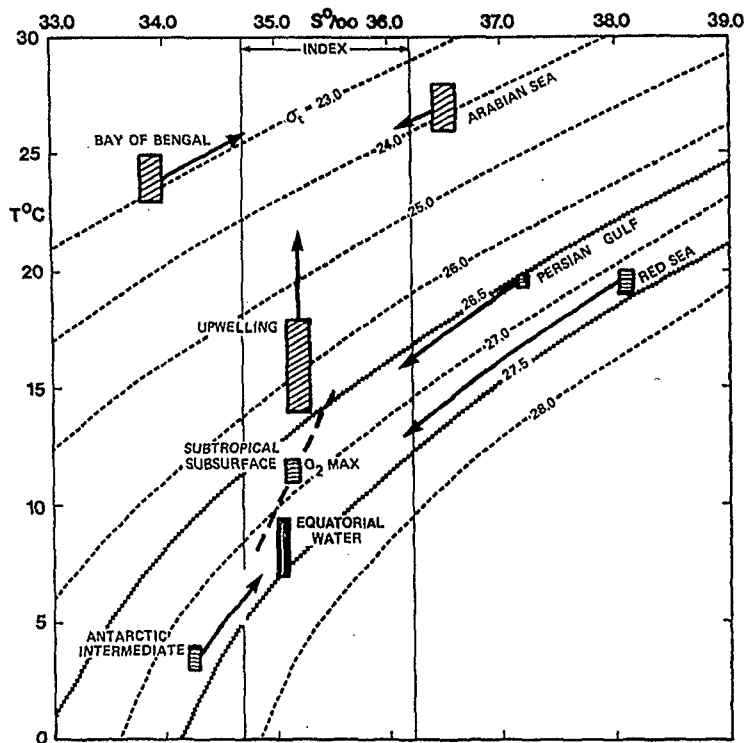


Abb. 5.28.: Schematische Darstellung der Wassermassen im westlichen Indischen Ozean in einem T-S Diagramm

In den Auftriebsgebieten vor der Somaliküste tritt während des SW-Monsuns zusätzlich noch Wasser auf, daß aus den Tiefen der Zwischenwasser stammt. Geringfügige Modifikationen dieser oberflächennahen Wasserarten werden auch durch Frischwasserzufuhr entlang der Küste Kenias hervorgerufen (Leetmaa und Truesdale, 1972).

Im mittleren Tiefenbereich (200 m bis 1200 m) ist die Verteilung der Wassermassen durch ein kompliziertes Ineinanderfächern von salzreichem und sauerstoffarmem Wasser aus dem Norden und salzarmem, sauerstoffreichem Wasser aus dem Süden gekennzeichnet.

#### (a) salzreiche Zwischenwasser

Salzreiches Wasser entsteht im Persischen Golf und im Roten Meer wie im Arabischen Meer durch starke Verdunstung. Durch

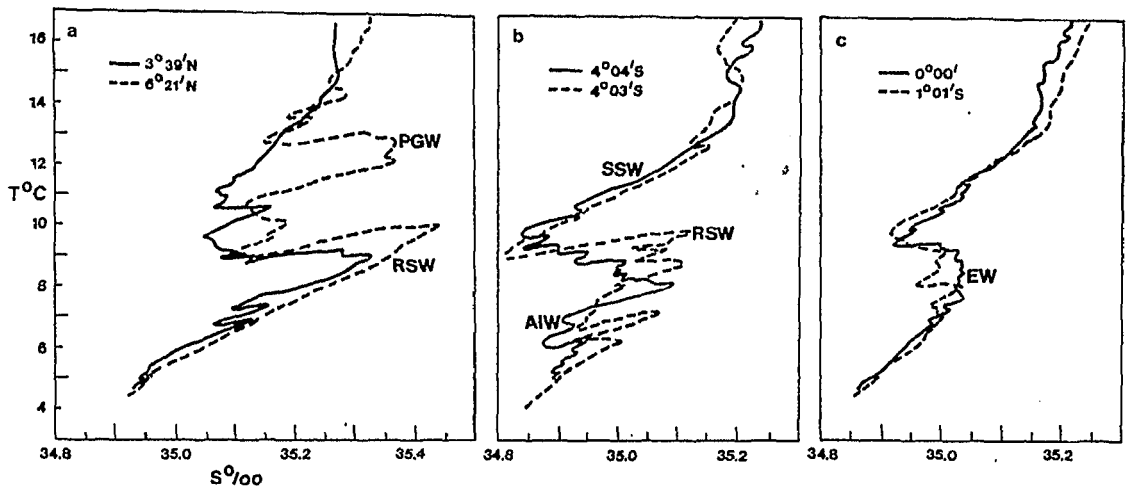


Abb. 5.29.: T-S Diagramme von ausgewählten CTD-Profilen aus dem Bereich des Somalistrums. PGW = Wasser aus dem Persischen Golf, RSW = Wasser aus dem Roten Meer, SSW = Subtropisches Zwischenwasser, AIW = Antarktisches Zwischenwasser, EW = Äquatoriales Wasser.

Vertikalkonvektion wird das Salz in größere Tiefen gemischt, was zur Folge hat, daß die Dichte des Meerwassers in allen Tiefen dieser Randmeere größer ist als in der entsprechenden Tiefe im Indischen Ozean. Durch die Straßen von Hormuz und Bab el Mandeb, die maximale Schwellentiefen von 175 m bzw. 100 m haben, fließt das salzreiche Wasser in den Indischen Ozean und sinkt dort zu einer Tiefe ab, die seiner eigenen Dichte entspricht. Im Golf von Aden liegt die Kernschichttiefe des Wassers aus dem Roten Meer (RSW) zwischen 600 m und 700 m, während das Wasser aus dem Persischen Golf (PGW) auf 250 m bis 300 m Tiefe absinkt (Wyrтки, 1971).

Nach Krause (1968) beträgt der Ausstrom aus dem Roten Meer  $0.43 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ , der Ausstrom aus dem Persischen Golf hat einen Transport von  $0.07 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  (Koske, 1972). Im westlichen Indischen Ozean findet sich Wasser aus dem Roten Meer bis zu

25° S, die Grenze des Wassers aus dem Persischen Golf liegt bei 5° N. T-S Diagramme von Stationen im nördlichen Somali-becken (Abb. 5.29) zeigen die zwei Salzgehaltmaxima des Wassers aus dem Persischen Golf und des Wassers aus dem Roten Meer. An der südlichen Station tritt nur noch Wasser aus dem Roten Meer auf.

#### (b) salzarme Zwischenwasser

Die Entstehungsgebiete der salzarmen Wasserarten liegen im südlichen Indischen Ozean. Antarktisches Zwischenwasser (AIW) wird in der Antarktischen Konvergenz bei 50° S gebildet, sinkt ab und breitet sich nach Norden aus. Die nördliche Grenze des Einflußbereichs von AIW, das an seiner Quelle einen Salzgehalt von weniger als 34.3 ‰ besitzt und dessen Kernschicht eine Dichte von etwa  $\sigma_t = 27.4$  hat, liegt bei 5° S.

Die zweite salzarme Wassermasse ist das Subtropische Zwischenwasser (SSW), das an der Subtropischen Konvergenz bei 40° S entsteht. Es hat einen Dichtebereich von  $\sigma_t = 26.5 - 27.0$  mit einer Kernschichttiefe zwischen 300 m und 400 m. Nach Warren et al. (1966) breitet sich SSW bis in das nördliche Somali-becken aus, wo es oberhalb des Wassers aus dem Roten Meer, im gleichen Dichtebereich wie das Wasser aus dem Persischen Golf anzutreffen ist. Seine Haupteigenschaft ist ein Maximum im Sauerstoffgehalt und nicht, wie beim AIW, ein Salzgehalt-minimum. Im T-S Diagramm tritt es als gerade Linie mit Temperaturen zwischen 8° C und 15° C und einem Salzgehalt zwischen 34.8 ‰ und 35.5 ‰ auf (Abb. 5.28). Die Kernschicht des Sauerstoffmaximums liegt bei  $T = 11^\circ\text{C}$  und  $S = 35.1$  ‰. Beispiele von zwei T-S Kurven von Stationen südlich des Äquators (Abb. 5.29) zeigen die lineare T-S Beziehung im SSW sowie Einschübe von salzarmen AIW unterhalb des Wassers aus dem Roten Meer.

### (c) Äquatoriales Wasser

Die oben beschriebenen Wasserarten sind Wassermassen im klassischen Sinn. Sie werden an der Oberfläche gebildet, sinken ab und breiten sich unter Beibehaltung ihrer Eigenschaften in einem Dichteniveau aus. Zusätzlich zu den Salzgehaltstextrema, die mit diesen Wassermassen korreliert werden können, findet sich noch ein Salzgehaltminimum in vielen Vertikalprofilen im nördlichen Somalibecken. Es liegt im Dichtebereich des RSW und damit unterhalb des SSW und oberhalb des AIW.

Dieses relative Minimum im Salzgehalt wird durch eine Wasserart hervorgerufen, die zumindest in der Zeit des frühen SW-Monsuns durch westwärts gerichtete Strömungen am Äquator zwischen 200 m und 1200 m Tiefe (Luyten und Swallow, 1976) in das Somalibecken transportiert wird. Diese nach Westen gerichtete Strömung ist auf eine Ausdehnung von nur 300 km um den Äquator begrenzt und hat in dem angegebenen Tiefenbereich einen Transport von 20 bis  $50 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  (Luyten, persönliche Mitteilung).

Die vertikale Salzgehaltverteilung entlang des Äquators ist sehr homogen, hervorgerufen durch die großskalige Vermischung von salzreichem Wasser aus dem Norden und salzarmem Wasser aus dem Süden im Inneren des Indischen Ozeans (Abb. 5.28). Obwohl es sich hierbei nicht um eine Originalwassermasse handelt, ist diese Wasserart eine wichtige Quelle relativ salzarmen Wassers für das nördliche Somalibecken. Abb. 5.29 zeigt T-S Diagramme von Stationen in unmittelbarer Äquatornähe. Das vertikal homogene Äquatoriale Wasser (EW) umfaßt einen Dichtebereich von  $\sigma_t = 26.85$  bis  $27.50$  was einer etwa 700 m dicken Schicht entspricht.

Das Äquatoriale Wasser ist nicht lokal vor der afrikanischen Küste durch Mischung der nördlichen und südlichen Wassermassen entstanden. Dies zeigen Häufigkeitsverteilungen der Salzgehalte im Dichtebereich  $\sigma_\theta = 26.85 - 27.50$  (Abb. 5.30) von Stati-

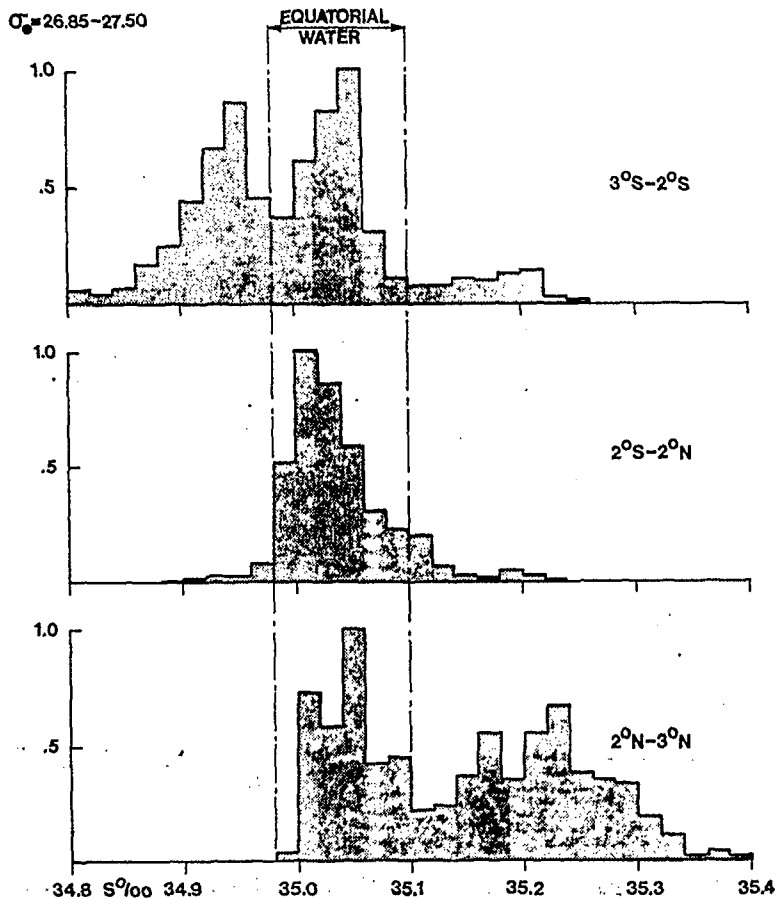


Abb. 5.30.: Häufigkeitsverteilungen des Salzgehalts im Dichtebereich  $\sigma_t = 26.85 - 27.50$  von Stationen in der Nähe des Äquators im Juni. Die Werte sind mit dem Maximum normiert

onen in der Nähe des Äquators. Bei  $34.98^{\circ}/\text{‰}$  und bei  $35.10^{\circ}/\text{‰}$  liegen ausgeprägte Minima in den Verteilungen vor, die die Grenzen des Äquatorialen Wassers gegenüber den salzreichen Wassermassen des Nordens und den salzarmen des Südens festlegen.

### 5.3.2. Zur Wassermassenverteilung während des Monsuneinsatzes

Die vertikale Verteilung der Wassermassen im Bereich des Somali-Stroms ist durch zwei Temperatur- und Salzgehaltschnitte vom Mai dargestellt. Die Schnitte verlaufen parallel zur Küste, in

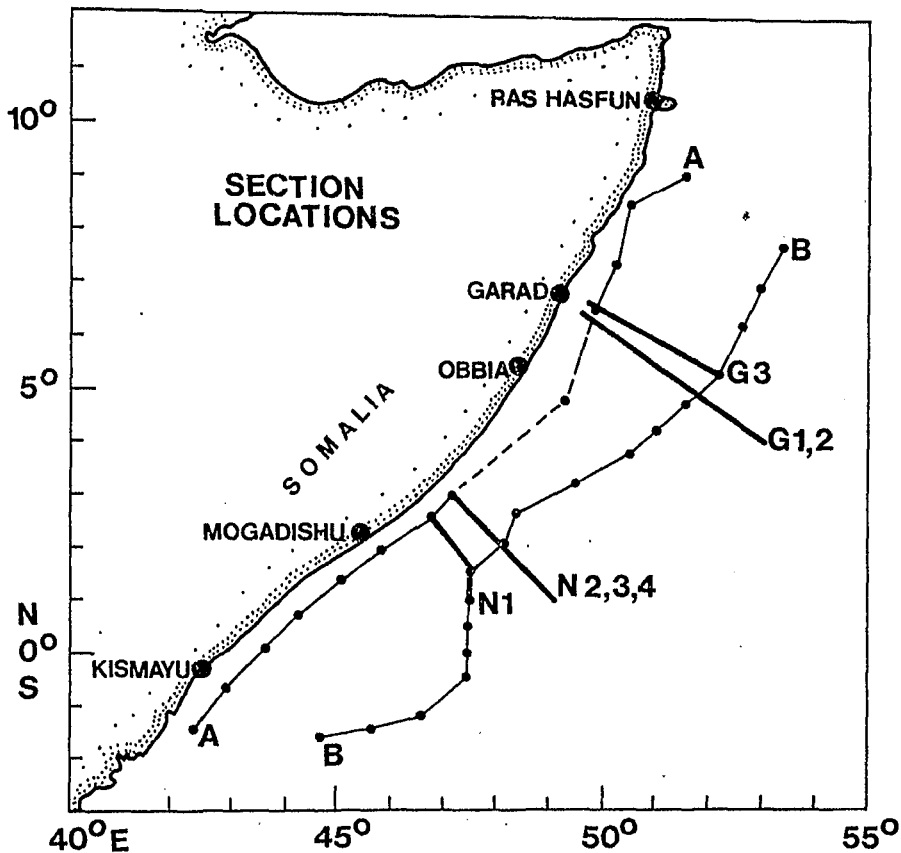


Abb. 5.30.a.: Weiskarte für die hydrographischen Schnitte einer Entfernung von etwa 50 km (Schnitt A) und 300 km (Schnitt B). Abb. 5.30.a zeigt die Lage der Schnitte, die in Abb. 5.30.b und c dargestellt sind.

In Schnitt A ist die Verteilung der verschiedenen Wassermassen deutlich zu erkennen. SSW breitet sich in einer Tiefe von 200 m bis 500 m aus. Darüber liegt im nördlichen Somalibecken Wasser aus dem Persischen Golf. Entlang des gesamten Schnittes liegt es über der Schicht des Wassers aus dem Roten Meer. Die geringe Anzahl der Sauerstoffproben, die auf diesem Schnitt genommen wurden, erlaubt es nicht, eine Verteilung des gelösten Sauerstoffs zu zeichnen. Die Profile zeigen jedoch, daß das Sauerstoffmaximum, charakteristisch für die Kernschichttiefe des SSW, etwa 100 m bis 150 m über dem Minimum im Salzgehalt

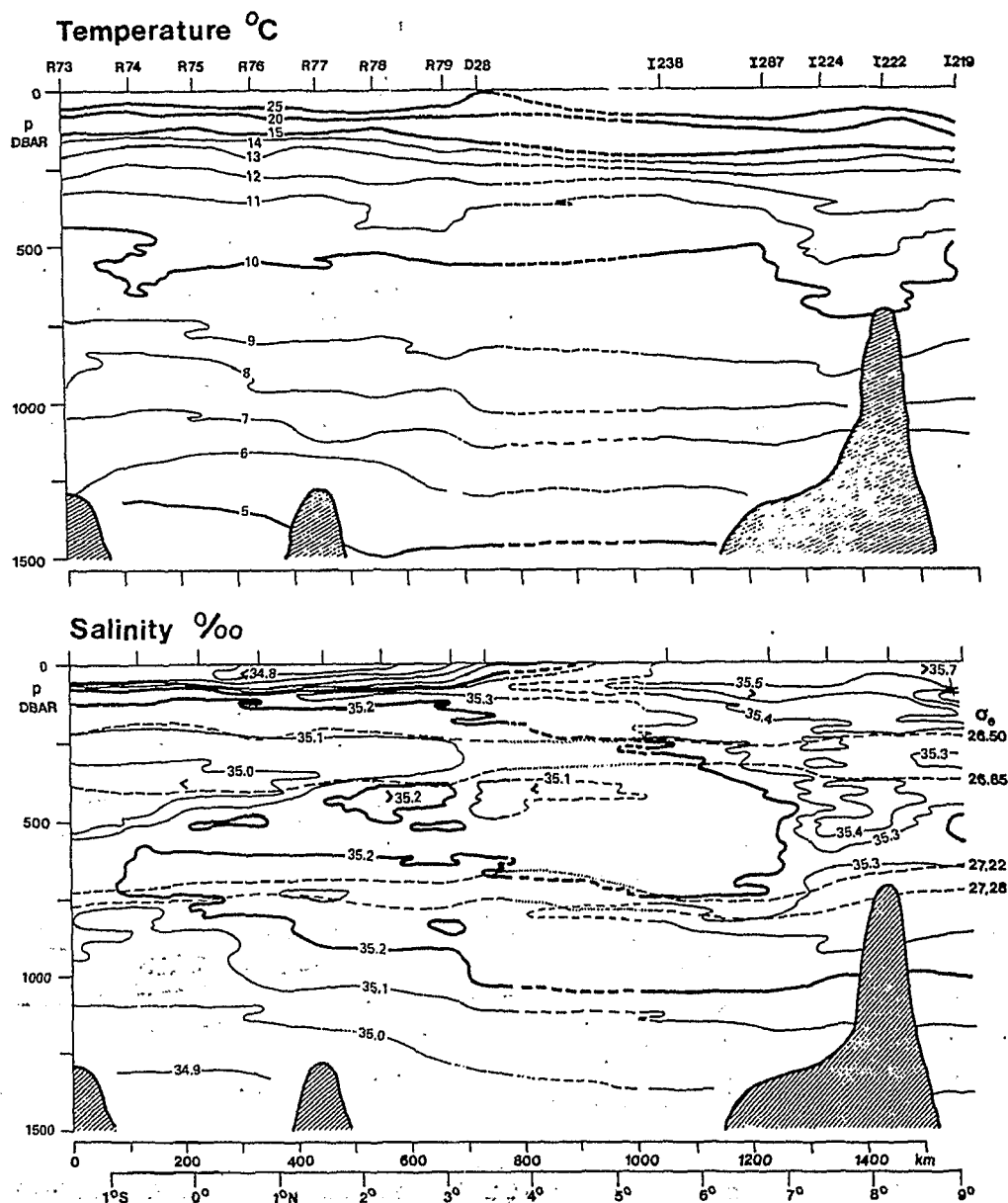


Abb. 5.31.b.: Temperaturen und Salzgehalte entlang Schnitt A

liegt. Die Lage dieses Minimums steigt nach Norden hin an. Wie bereits erwähnt, wird dieses Minimum im Salzgehalt durch die Ausbreitung des Wassers aus dem Roten Meer erzeugt, das den unteren Rand des SSW abschneidet. Antarktisches Zwischenwasser findet sich nur südlich des Äquators in Tiefen zwischen 800 m und 1000 m.

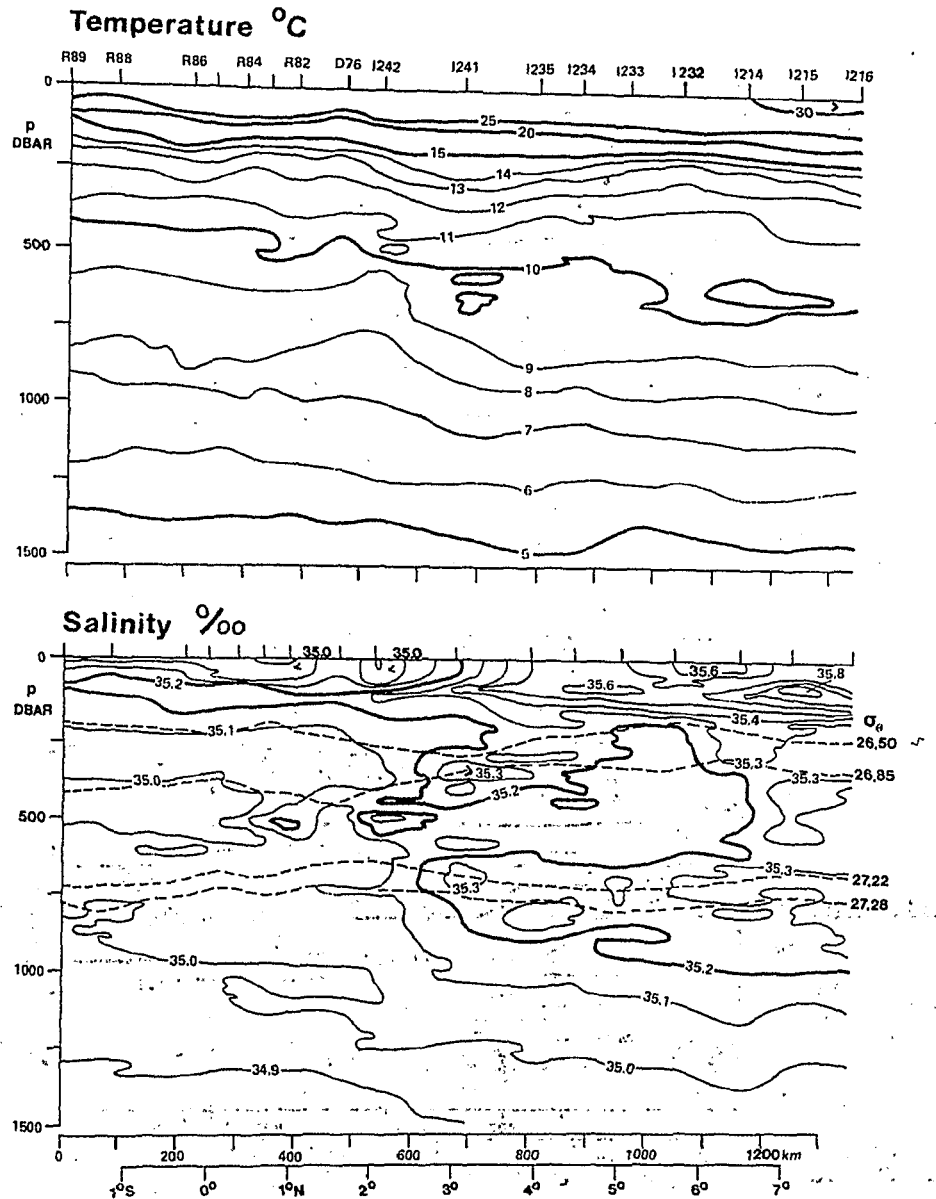


Abb. 5.31.c.: Temperaturen und Salzgehalte entlang Schnitt B

Zwischen  $3^{\circ}$  N und  $6^{\circ}$  N ist der Stationsabstand groß und die Konturen in Abb. 5.31.b sind nicht abgesichert. Wie jedoch später gezeigt wird, ist das Gebiet geringen Salzgehalts bei  $6^{\circ} 30' N$  in etwa 500 m Tiefe nicht mit dem SSW des Südens verbunden. Dieses befindet sich oberhalb der  $\sigma_{\theta} = 26.85$  Dichtefläche, während das salzarme Wasser nördlich von  $6^{\circ}$  N eine höhere Dichte hat. Im Gegensatz dazu liegt der Kern des Was-



sers aus dem Roten Meer auf dem gesamten Schnitt bei einer Dichte von  $\sigma_\theta = 27.25$ . Dies zeigt eine kontinuierliche Ausbreitung dieser Wassermasse an.

Die Verteilung der Wassermassen auf Schnitt B (Abb. 5.31.c) in größerer Küstenentfernung ist nicht so homogen. Die meridionale Ausbreitung der Wassermassen ist durch eine Salzgehaltfront bei  $3^\circ$  N begrenzt. Diese trennt das Wasser aus dem Roten Meer von dem vertikal homogenen Äquatorialen Wasser.

### 5.3.3 Probleme bei der Darstellung horizontaler Wassermassenverteilungen

Warren et al. (1966) beschrieben die Verteilung des Salzgehalts in mittleren Tiefen des Somalibeckens als sehr ungeordnet und waren nicht in der Lage, eindeutige Rückschlüsse auf die Zirkulation zu ziehen. Diese Unordnung liegt an der Existenz vertikal als auch horizontal kleinskaliger Strukturen in der Verteilung des Salzgehalts. (Hamon, 1967), deren Amplituden oft denen der großräumigen Verteilungen gleichkommen. Wegen der großen horizontalen Stationsabstände von typisch 50 km bis 100 km und großer vertikaler Separation der Wasserschöpfer konnten Warren et al. (1966) viele dieser kleinskaligen Strukturen nicht auflösen.

Die Mechanismen zur Erzeugung dieser Strukturen sind vielfältig. Die sich jahreszeitlich ändernde Zirkulation, langperiodische Wellen, abrupte Änderungen des Strömungsfeldes mit starker vertikaler Scherung des Strömungsfeldes wie beim Monsuneinsatz sowie Diffusionsprozesse fördern die Entwicklung der stark variablen Verteilung der Wassermassen.

#### (a) Advektion und langperiodische Wellen

Aus der Veränderung der Wassermassenverteilung zwischen zwei verschiedenen Zeiten lassen sich Rückschlüsse auf die mittlere Zirkulation ziehen, vorausgesetzt, daß sich die Eigenschaft

oder Konzentration des Tracers, z.B. Salzgehalt, nicht durch Vermischung ändert. Den mittleren Strömungen sind jedoch niederfrequente Stromschwankungen überlagert, die nur ein Oszillieren des Wassers bewirken, nicht aber zu einem Nettotransport führen. Diese Schwankungen führen dazu, daß die nicht-synoptischen hydrographischen Aufnahmen von Schiffen aus mit großen Fehlern behaftet sein können.

Wie aus den Vektorzeitserien der Strömungen an den verankerten Geräten (Abb. 5.13) ersichtlich und in Kapitel 6 ausführlich dargestellt, liegen vor der Somaliküste vorwiegend Stromschwankungen mit Perioden von ein bis zwei Monaten sowie von mehreren Tagen vor. Deren Amplituden sind mit 10 cm/s dem mittleren Strom in mittleren Tiefen durchaus vergleichbar. Die horizontalen Advektionsskalen, die mit diesen Wellen verbunden sind, liegen bei 40 - 200 km.

In dieser Untersuchung werden die hydrographischen Stationsdaten in Intervallen von ca. einem Monat zusammengefaßt. Damit sind die höherfrequenten Schwankungen herausgemittelt. Die Unsicherheit in der Bestimmung der Lage von Fronten, die durch die langperiodischen Wellen hervorgerufen wird, beträgt jedoch etwa  $\pm 80$  km. Da die beobachteten Wellen mit Oszillationen in der küstenparallelen Stromkomponente verbunden sind, ist der Fehler in zonaler Richtung geringer.

#### (b) Feinstrukturen

Die Vertikalprofile von Temperatur und Salzgehalt zeigen oft ausgeprägte Minima und Maxima, insbesondere in Regionen mit starken horizontalen Gradienten. Als Beispiel dafür sind in Abb. 5.32 Vertikalprofile des Salzgehalts entlang eines Schnittes bei  $3^{\circ}$  N dargestellt (N2 in Abb. 5.30.a). Diese zeigen starke Schwankungen von bis zu  $\pm 0.2$  ‰ mit vertikalen Skalen zwischen 10 m und mehr als 100 m, die nur in wenigen Fällen horizontal über mehr als 50 km, dem typischen Stationsabstand,

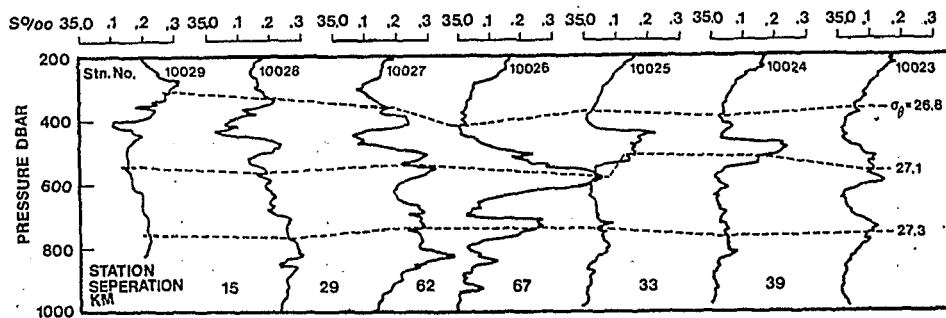


Abb. 5.32.: Vertikalprofile des Salzgehalts bei  $3^{\circ}$  N im Mai.  
Lage des Schnittes N2 in Abb. 5.30.a

verfolgbar sind. Dieses Ineinanderfächern der verschiedenen Wassermassen in der Nähe von Fronten kann zum Teil auf Doppel-diffusionsprozesse zurückgeführt werden (Ruddick und Turner, 1979). Aber auch einzelne isolierte Linsen einer Wassermasse können in anderer Umgebung solch eine Vertikalstruktur des Salzgehalts erzeugen.

Karten des Salzgehalts und der Temperatur auf konstanten Tiefen- oder Dichteflächen würden wegen dieser energiereichen Schwankungen mit starkem Rauschen überlagert sein. Um dieses Problem zu vermeiden, wurde für die Darstellung der Horizontalverteilung der Wassermassen über Dichteschichten gemittelt, die der Dicke der beobachteten kleinskaligen Fluktuationen entsprechen. Für die Darstellung des Wassers aus dem Roten Meer wurde über  $\sigma_t = 27.22-27.28$  gemittelt. Die Schichtdicke hier beträgt 50 m bis 100 m. Die mittleren Salzgehalte aus dem Bereich des Wassers aus dem Persischen Golf wurden für den Dichtebereich  $\sigma_t = 26.50-26.85$  berechnet, was einer etwa 200 m dicken Schicht entspricht.

Zusätzlich sind noch Karten der Schichtdicke des Äquatorialen Wassers erstellt. Dazu wurde die vertikale Ausdehnung des Wassers mit Salzgehalten zwischen  $34.98^{\circ}/\text{oo}$  und  $35.10^{\circ}/\text{oo}$  im Dichtebereich 26.85 bis 27.50 aufsummiert. Die Salzgehaltshisto-

gramme in Abb. 5.30 zeigen, daß eine solche integrierte Darstellung des Äquatorialen Wassers sinnvoll ist.

#### 5.3.4 Zeitliche Entwicklung der Wassermassenverteilung

Die Diskussion der Wassermassenverteilungen wird hier auf diejenigen Bereiche beschränkt, in denen sie zusätzliche Hinweise auf die Entwicklung der Zirkulation gibt. Dieses sind die Bereiche des westlichen Einstroms am Äquator und des äquatorialen küstennahen Unterstroms. Außerdem deuten die Wassermassenverteilungen die Existenz mesoskaliger Wirbel in mittleren Tiefen des Somalibeckens an.

##### (a) westlicher Einstrom am Äquator

Die äquatorialen Strömungen sind, außer in dem unmittelbar vor der afrikanischen Küste liegenden Gebiet, weitgehend zonal und vor dem Monsuneinsatz und im frühen SW-Monsun nach Westen gerichtet (Luyten und Swallow, 1976; Luyten et al., 1980; Luyten und Roemmich, 1981). Der Äquator wirkt damit als eine Barriere gegen den Austausch von salzreichem Wasser aus dem Norden mit salzarmem Wasser aus dem Süden des Indischen Ozeans (Sharma, 1976).

Die Verteilung des durch den Salzgehalt wohldefinierten Äquatorialen Wassers (Abb. 5.30) ist für quasi-synoptische Zeitintervalle mit einer Länge von einem Monat in Abb. 5.33 dargestellt. Hier ist die Schichtdicke des Äquatorialen Wassers im Dichtebereich  $\sigma_\theta = 26.85-27.50$  angegeben. Vor dem ersten Einsatz des SW-Monsuns erstreckt sich ein etwa 500 km breites Band Äquatorialen Wassers entlang des Äquators (Abb. 5.33). Es reicht nicht bis an die ostafrikanische Küste heran; dort befindet sich ein schmaler Streifen mit salzreichem Wasser aus dem Roten Meer (Abb. 5.31.b). Es scheint also, daß das am Äquator nach Westen einströmende Wasser nach Osten rezirkuliert wird, bevor es die Küste erreicht.

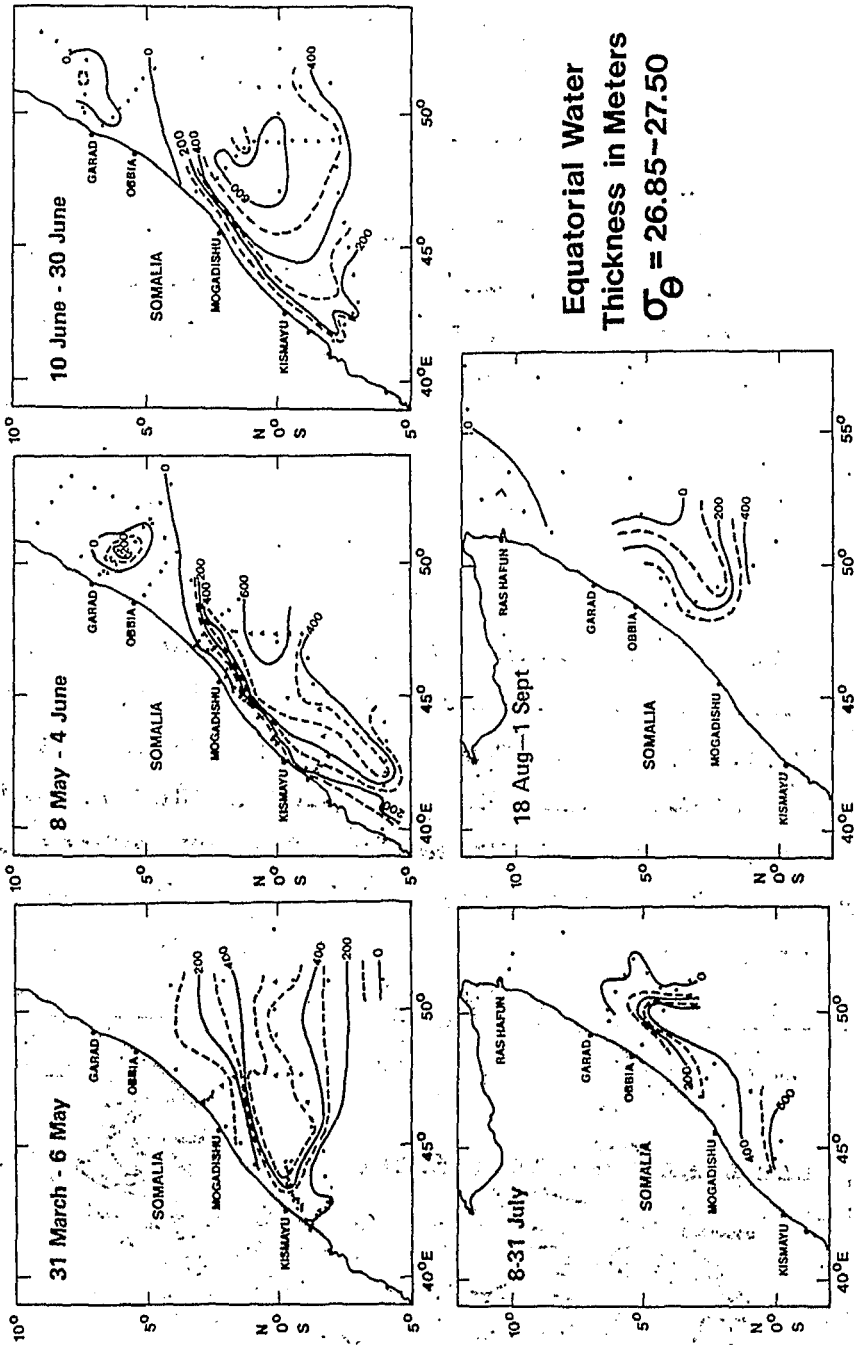


Abb. 5.33.: Verteilung der Schichtdicke des Äquatorialen Wassers  
( $34.98^{\circ}/\text{oo} < S < 35.10^{\circ}/\text{oo}$ ) im Dichtebereich  $\sigma_{\theta} = 26.85-27.50$

Stromprofilmessungen bei  $52^{\circ}$  E zeigen Weststrom innerhalb einer Entfernung von  $1^{\circ}$  vom Äquator und Oststrom nördlich und südlich davon (Luyten, persönliche Mitteilung). Bestätigt wird dieses Bild der Zirkulation durch die Topographie der  $\sigma_{\theta} = 27.28$  Dichtefläche, die etwa in der Mitte des Bereiches Äquatorialen Wassers liegt (Abb. 5.34). Diese zeigt im März-April sowie im Mai nach Westen gerichtete Scherung in unmittelbarer Äquatornähe und östliche Scherung nördlich und südlich davon. Obwohl es zweifelhaft ist anzunehmen, daß die Strömungen so nahe am Äquator geostrophisch balanciert sind, stimmt dieses Zirkulationschema mit den absoluten Strommessungen überein.

Im Mai hat sich die westliche Front des Äquatorialen Wassers weiter nach Westen bewegt (Abb. 5.33), erreicht die Küste jedoch nicht. Eine Zunge äquatorialen Wassers reicht jetzt südlich bis mindestens  $4^{\circ}$  S, was eine Veränderung der südlichen Rezirkulation anzeigt. Vom Juni bis August liegen nur einzelne Schnitte im Äquatorialen Bereich vor, die nur eine geringe räumliche Überdeckung des Gebietes geben. Trotzdem lassen diese wenigen Daten darauf schließen, daß sich an dem westwärtigen Einstrom Äquatorialen Wassers am Äquator wenig ändert. Dies ist durch Stromprofilmessungen bei  $49^{\circ}$  E bestätigt.

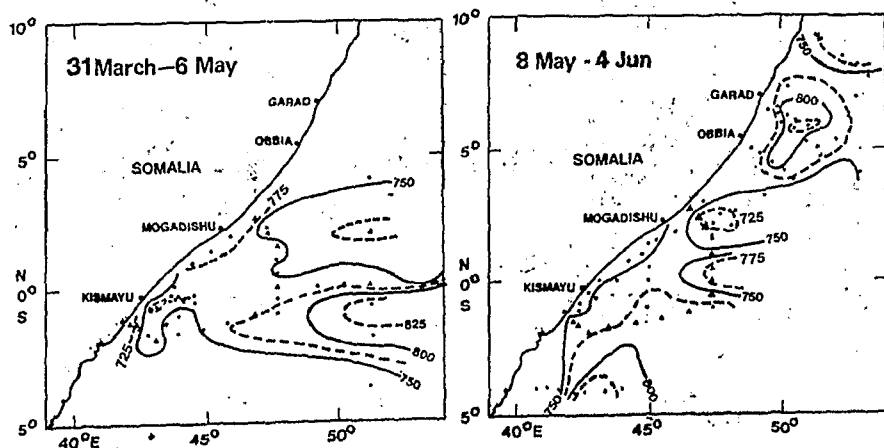


Abb. 5.34.: Topographie der  $\sigma_{\theta} = 27.28$  Dichtefläche in Metern

(b) mesoskalige Wirbel unter der Oberfläche im Somalibecken

Die Horizontalverteilung der Schichtdicke des Äquatorialen Wassers (Abb. 5.33) zeigt, daß diese Wasserart nicht nur auf den äquatorialen Bereich beschränkt ist. Im Mai schiebt sich eine Zunge dieses Wassers südlich bis mindestens  $4^{\circ}$  S vor. Ein weiteres, isoliertes Gebiet Äquatorialen Wassers mit einer Schichtdicke von über 300 m liegt bei  $6^{\circ}$  N. Im Juli reicht eine Zunge Äquatorialen Wassers bis  $5^{\circ}$  N, diese hat sich im August nach Westen zur Küste hin verlagert.

#### Der südliche Wirbel

Man könnte die nach Süden gerichtete Advektion Äquatorialen Wassers im Mai (Abb. 5.33) auf einen baroklinen Response auf den Einsatz des SW-Monsuns zurückführen. Dagegen spricht jedoch, daß die Geschwindigkeit im küstennahen Unterstrom in dieser Zeit abnimmt.

In Abb. 5.35 sind für den südlich des Äquators liegenden Bereich die absoluten Stromvektoren in 700 m Tiefe sowie die dynamische Topographie der 700 dbar Druckfläche relativ zu 1500 dbar dargestellt. Außerdem ist die Verteilung der Schichtdicke des Äquatorialen Wassers sowie die des Wassers aus dem Roten Meer gezeigt, wobei letzteres durch seinen Salzgehalt von über  $35.10^{\circ}/\text{oo}$  definiert ist. Alle diese Messungen wurden in der Zeit vom 29. Mai bis 16. Juni durchgeführt, überlappen also die in Abb. 5.33 benutzten Zeitbereiche.

Bei  $4^{\circ}$  S nimmt die Geschwindigkeit des Südstroms mit zunehmender Küstenentfernung bis  $42^{\circ}$  E zu (Abb. 5.35). Die dynamische Topographie und die Stromvektoren deuten die Existenz eines anti-zyklonischen Wirbels mit Zentrum bei  $4^{\circ}$  S,  $43^{\circ}$  E an. An seiner Westflanke wird, wie schon in Abb. 5.33 zu ersehen ist, Äquatoriales Wasser nach Süden geführt. An seinem äußeren Rand liegt ein schmaler Band von Wasser aus dem Roten Meer. An der Ostseite des Wirbels fließt Wasser mit niedrigem Salzgehalt nach

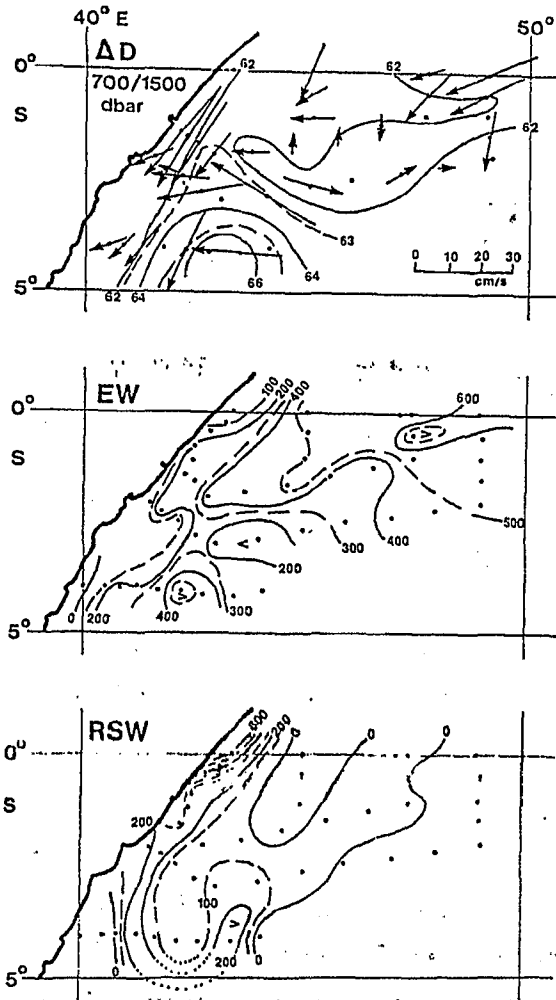


Abb. 5.35.: Struktur des tiefen Wirbels vor Ostafrika vom 29. Mai bis 16. Juni 1979

(a) absolute Stromvektoren in 700 m Tiefe und dynamische Topographie 700 dbar relativ zu 1500 dbar

(b) Schichtdicke des Äquatorialen Wassers (m)

$34.98 < S < 35.10$

(c) Schichtdicke des Wassers aus dem Roten Meer (m)

$S > 35.10$

Norden und schneidet bei  $2^{\circ}$  S die Zunge Äquatorialen Wassers ab. Die Messungen überdecken nur einen Teil des Wirbels und es ist daher nicht nachgewiesen, daß das Gebiet mit Wasser aus dem Roten Meer bei  $4^{\circ}$  S,  $43^{\circ}$  E mit dem Band an der Küste verbunden



ist. Die beobachtete Verteilung der Wassermassen ist aber konsistent mit der Interpretation des Strömungsfeldes als einem antizyklonischen Wirbel.

Die geostrophische Abschätzung der vertikalen Scherung bei  $4^{\circ}$  S zeigt, daß dieser Wirbel den Tiefenbereich von 200 m bis 1200 m umfaßt. Eine ähnliche Wirbelstruktur war bereits früher, im Juli 1964, an dieser Stelle zwischen 150 m und 1000 m Tiefe beobachtet worden (Swallow, persönliche Mitteilung).

#### nördliche Wirbel

Auch das im Mai bei  $6^{\circ}$  N liegende Gebiet Äquatorialen Wassers (Abb. 5.33) hat die Charakteristik eines antizyklonischen Wirbels, der den Tiefenbereich von ca. 200-1000 m umfaßt. Die dynamische Topographie 700/1500 dbar sowie absolute Strommessungen in 700 m Tiefe (Abb. 5.36) zeigen diesen Wirbel, dessen Größen- und Geschwindigkeitsskalen mit denen des südlichen Wirbels übereinstimmen. Der aus Äquatorialem Wasser bestehende Kern dieses Wirbels liegt in Tiefen zwischen 450 m und 750 m.

Das Netz hydrographischer Stationen im Juni, Juli und August ist sehr weitmaschig und dieser nördliche Wirbel taucht in den Daten nicht wieder auf. Wohl findet sich Äquatoriales Wasser im Juli bei  $5^{\circ}$  N, ob es sich dabei aber um den gleichen Wirbel handelt oder ob dies eine weitere Zunge Äquatorialen Wassers von Süden aus ist, läßt sich anhand der weit gestreuten Daten nicht eindeutig aussagen.

Der im Mai beobachtete Wirbel in mittleren Tiefen ist möglicherweise die Ursache dafür, daß bei der Strommesserverankerung M2 in 700 m Tiefe (Abb. 5.13) kein Response auf den Einsatz des SW-Monsuns festgestellt wird. Während der Response weiter im Norden bis in 1000 m Tiefe reicht, liegt M2 etwa im Zentrum des EW-Wirbels und wird daher nicht unmittelbar vom oberflächennahen Somalistromsystem erfaßt.

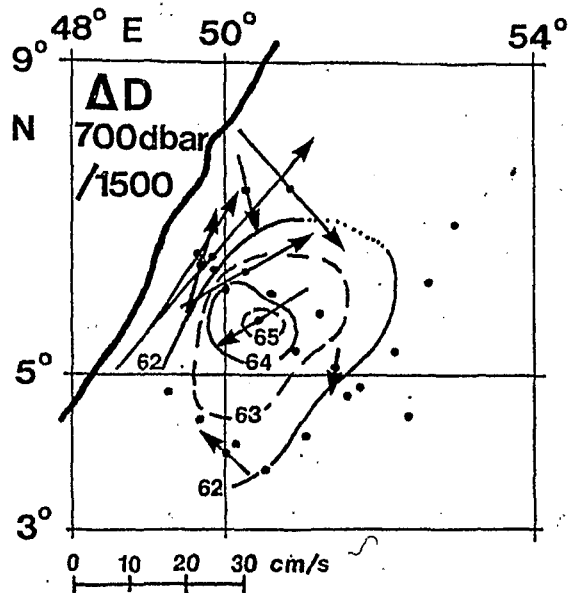


Abb. 5.36.: Dynamische Topographie 700 dbar relativ zu 1500 dbar im tiefen Wirbel vor Somalia vom 8. bis 27. Mai 1979. Die absoluten Stromvektoren stammen von Stromprofilen, Swallow-Driftkörpern und Verankerungsdaten im Tiefenbereich 600 - 800 m.

#### Interpretation

Diese Wirbel in Tiefen zwischen 200 m und 1000 m tragen zur Inhomogenität der Wassermassenverteilung im Somalibecken entscheidend bei. Eine mögliche Interpretation der Entstehung dieser Wirbel ist, daß diese sich in dem Gebiet der Rezirkulation des Äquatorialen Wassers bei 2° N und bei 2° S vor Ostafrika abspalten. Instabilitäten im westlichen Einstrom oder eine Zunahme des Transports könnten eine Abspaltung dieser antizyklonischen Wirbel hervorrufen. Da die Strommessungen am Äquator aber nicht ausreichend sind, um solche Variabilitäten festzustellen, muß diese Erklärung sehr spekulativ bleiben.

(c) Der küstennahe Unterstrom am Äquator

Bedeutender Meridionaltransport über den Äquator hinweg nach Süden liegt im Unterstrom entlang der Ostafrikanischen Küste vor (Abb. 5.7, 5.8). Die Ähnlichkeit der Vertikalstruktur der Strömungen im April und Mai unterhalb von 400 m Tiefe bei  $2^{\circ}$  S und  $2^{\circ}$  N läßt vermuten, daß der Unterstrom kontinuierlich ist und den Äquator überquert.

Salzgehaltsverteilungen

Bestätigt wird diese Annahme durch die Verteilung des mittleren Salzgehalts in der Kernschicht des Wassers aus dem Roten Meer (Abb. 5.37). Im April erstreckt sich ein schmales Band salzreichen Wassers entlang der ostafrikanischen Küste. Salzgehalte über  $35.2^{\circ}/\text{oo}$  liegen nördlich von  $1^{\circ}$  N vor. Im Mai reicht die  $35.2^{\circ}/\text{oo}$  Isohaline bis  $4^{\circ}$  S, diese südwärtige Advektion ist in Übereinstimmung mit den absoluten Strommessungen.

Die Entwicklung der Vertikalstruktur dieses Bandes ist in Abb. 5.38 dargestellt. Im späten April reicht das Wasser aus dem Roten Meer im Tiefenbereich 500 m bis 1000 m bis zu einer Küstentfernung von 200 km und ist durch eine scharfe Salzgehaltsfront mit einem Gradienten von  $0.2^{\circ}/\text{oo}$  pro 50 km vom Äquatorialen Wasser getrennt.

Im Mai liegt diese Front näher an der Küste und ein relatives Minimum im Salzgehalt wird in 600 m Tiefe beobachtet. Dieses ist wahrscheinlich durch den nach Westen gerichteten äquatorialen Jet hervorgerufen (Luyten und Swallow, 1976), der mit Geschwindigkeiten von 30 cm/s in den generellen Weststrom von 10 cm/s eingebettet ist. Am 20. Juni, 10 Tage nach dem Monsuneinsatz, hat die Breite des salzreichen Wassers weiter auf 80 km abgenommen (Abb. 5.38). Salzgehalte von mehr als  $35.2^{\circ}/\text{oo}$  sind auf den Bereich oberhalb von 700 m begrenzt. In dieser Zeit hat sich der Unterstrom hier bis auf einen kleinen Bereich umgekehrt (Abb. 5.20). Im Juli fließt der Strom in allen

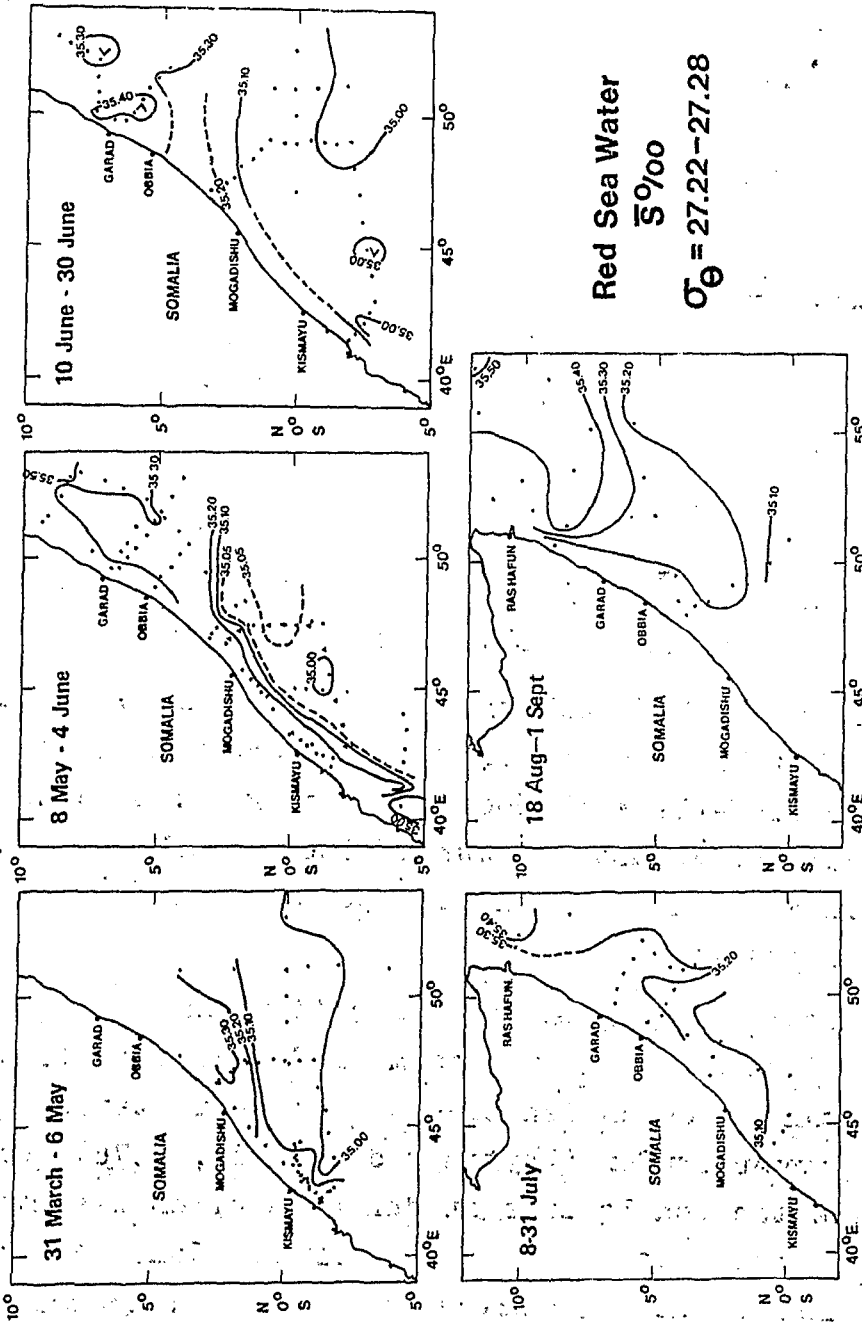


Abb. 5.37.: Verteilung des Salzgehalts im Bereich der Kernschicht des Wassers aus dem Roten Meer.

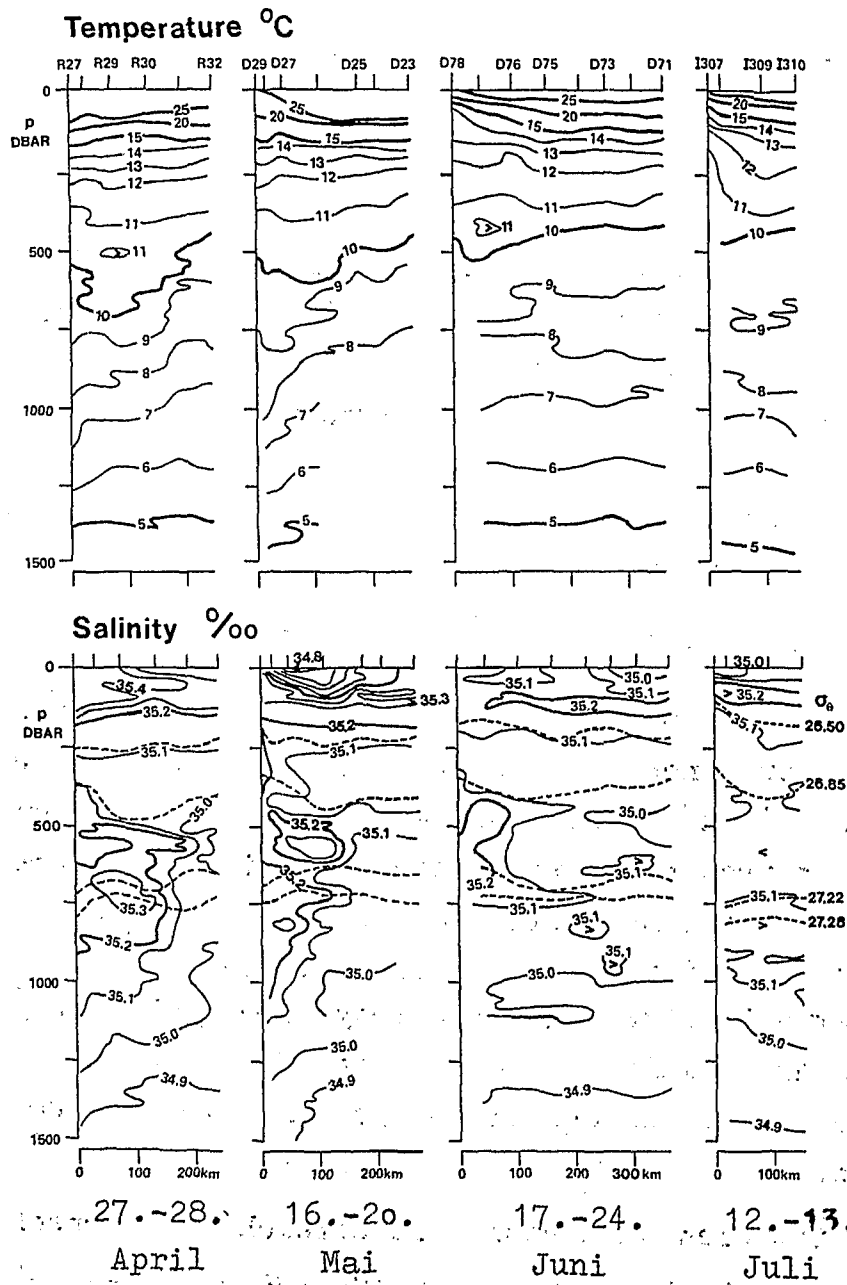


Abb. 5.38.: Vertikalprofile der Temperatur und des Salzgehalts entlang eines Schnittes bei 2° N. (Schnitt N in Abb. 5.3)

Tiefen nach Norden und die Salzgehalte in mittleren Tiefen sind auf weniger als  $35.1^{\circ}/\text{oo}$  abgesunken. Im Gegensatz dazu fließt der Unterstrom bei  $2^{\circ}$  S immer noch nach Süden, wenn auch mit geringeren Geschwindigkeiten als im Mai.

Eine solche Veränderung der Zirkulation am Äquator kann dadurch hervorgerufen werden, daß sich die Divergenzzone in der Rezirkulation des westlichen Einstroms nach Westen auf die Küste zu verlagert. Das Äquatoriale Wasser schneidet dann das Band des Wassers aus dem Roten Meer ab und salzarmes Wasser fließt vom Äquator nach Süden und nach Norden. Da sich der Unterstrom südlich des Äquators nicht umkehrt, wird auch das im April und Mai nach Süden advektierte Wasser aus dem Roten Meer nicht nach Norden zurückgeführt. Es liegt also in dieser Zeit ein Netto Salztransport nach Süden über den Äquator hinweg vor.

### Salztransport

Mit einem mittleren Massentransport im Unterstrom von  $12 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  über einen Zeitraum von 40 Tagen im April und Mai werden  $4.1 \times 10^{13} \text{ m}^3$  salzreichen Wassers aus dem Norden über den Äquator transportiert. Dieses hat einen mittleren Salzgehalt von  $35.2^{\circ}/\text{oo}$ . Der Netto-Salztransport in die südliche Hemisphäre, in der der mittlere Salzgehalt in diesem Tiefenbereich bei etwa  $34.8^{\circ}/\text{oo}$  liegt, beträgt also  $1.7 \times 10^{13} \text{ kg}$ . Diese Salzmenge reicht aus, den Salzgehalt in einer 300 m dicken Schicht über ein Gebiet von 500 km x 1000 km um  $0.11^{\circ}/\text{oo}$  anzuheben.

Die mittleren Salzgehalte im Bereich der Kernschicht des Wassers aus dem Roten Meer südlich von  $3^{\circ}$  S sind in einem etwa 500 km breitem Band ungefähr  $0.1^{\circ}/\text{oo}$  höher als im offenen Ozean bei gleicher geographischer Breite (Abb. 5.39) (Wyrтки, 1971). Dieses Band reicht südlich bis etwa  $25^{\circ}$  S. Die zu dieser Erhöhung des Salzgehalts nötige Salzmenge ist nur etwa viermal so groß wie die im April-Mai über den Äquator nach Süden trans-

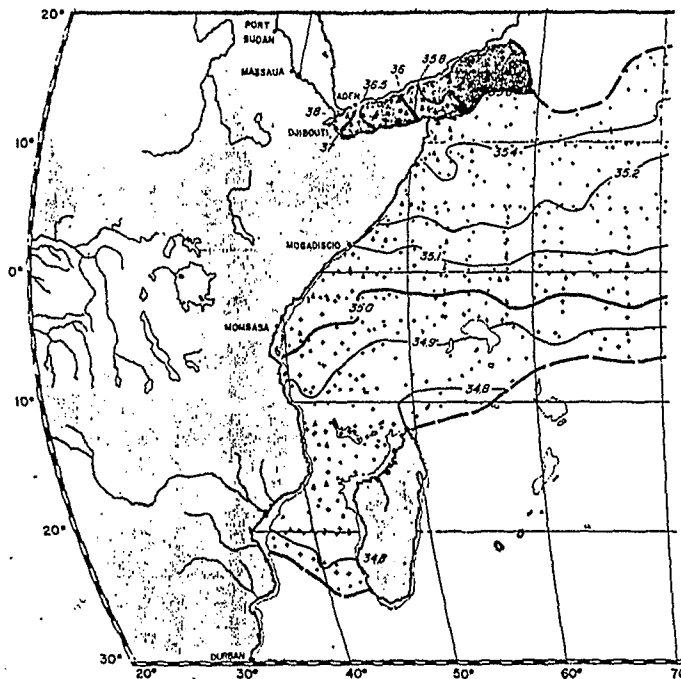


Abb. 5.39.: Mittlere Verteilung des Salzgehalts in der Kernschicht des Wassers aus dem Roten Meer (aus Wyrski, 1971).

portierte. Damit stellt der küstennahe äquatoriale Unterstrom einen bedeutenden Faktor für den meridionalen Salztransport und den Salzhaushalt im westlichen Teil des Indischen Ozeans südlich des Äquators dar.

## 6. Langperiodische Wellen

In diesem Kapitel werden niederfrequente Schwankungen der Strömungen im Bereich des Somaliströms untersucht. Der hier betrachtete Periodenbereich umfaßt Fluktuationen oberhalb der Trägheitsperiode aber unterhalb der halbjährlichen Periode, auf die bereits in Kapitel 4 eingegangen war. Langperiodische Gezeitenschwankungen werden ebenfalls nicht berücksichtigt.

An Daten stehen die Messungen mit den verankerten Geräten aus INDEX 1979 vor der Küste Somalias zu Verfügung (Abb. 5.2). Die Vektordiagramme der tiefpaßgefilterten Strömungen sind bereits in Kapitel 5 dargestellt (Abb. 5.13). Sie zeigen niederfrequente Schwankungen des mittleren Stroms, die hauptsächlich bei zwei Perioden auftreten, bei etwa 60 Tagen und bei 30 Tagen.

Wegen der geringen Länge der Zeitserien von nur 130 Tagen ist die Frequenzauflösung bei der Spektralanalyse im niederfrequenten Bereich gering. Die hier interessierenden Perioden von 30 und 60 Tagen lassen sich jedoch eindeutig trennen. Querspektren wurden mit Hilfe der Fast-Fourier-Transformation zwischen den Zeitreihen der Stromkomponenten sowie zwischen den Temperaturzeitserien in horizontalen Ebenen und für vertikale Separationen an einzelnen Verankerungen berechnet. Horizontal am besten mit Geräten überdeckt ist die 130 m-Ebene, für die im Folgenden auch die meisten Berechnungen durchgeführt werden.

### 6.1 Analysenmethoden

#### (a) Stationspaarmethode

Zunächst wird eine einfache Methode zur Bestimmung horizontaler Wellenzahlen angewendet. Sie geht davon aus, daß eine einzelne ebene Welle vorliegt. Wenn für eine der Stromkomponenten oder die Temperatur zwischen zwei Instrumentenpaaren



Phasendifferenzen  $\Delta \phi_1$  und  $\Delta \phi_2$  gemessen werden, läßt sich der Wellenzahlenvektor  $\underline{k} = (k_x, k_y)$  durch Lösung des Gleichungssystems

$$\begin{aligned} k_x \Delta x_1 + k_y \Delta y_1 &= \Delta \phi_1 \\ k_x \Delta x_2 + k_y \Delta y_2 &= \Delta \phi_2 \end{aligned}$$

bestimmen. Hierin sind die  $\Delta x, \Delta y$  die horizontalen Separationen der Instrumente. Die Lösungen für alle möglichen Kombinationen von Instrumenten werden dann in ein Wellenzahlendiagramm eingetragen. Wegen Rauschens oder auch systematischer Änderungen der Welle innerhalb des Arrays, z.B. über veränderlicher Bodentopographie, wird immer ein gewisses Maß an Streuung vorliegen.

#### (b) Richtungsspektren

Zusätzlich zur obigen Methode werden noch zwei verschiedene Arten von Richtungsspektren aus den Querspektren berechnet. Eine ausführliche Beschreibung dieser Methoden ist bei Schott (1977) gegeben. Zunächst wird das horizontale Richtungsspektrum nach der sog. konventionellen Methode bestimmt:

$$F(\underline{k}) = \frac{1}{M^2} \sum_{j,l} A_{j,l} e^{i \underline{k} \cdot (\underline{x}_j - \underline{x}_l)}$$

Darin ist  $\underline{x}$  der Ort des Meßgerätes gegen eine willkürliche Referenzposition, die  $A_{j,l}$  die Querspektren zwischen den Positionen  $j$  und  $l$ , und  $M$  die Anzahl der benutzten Stationen.

Um den Einfluß inhomogener Energieverteilungen zu verringern, werden bei der Berechnung komplexe Kohärenzen

$$a_{j,l} = A_{j,l} / (P_j \cdot P_l)^{1/2}$$

verwendet. Die  $P_j, P_l$  sind dabei die Energiedichter

Weiterhin wird ein hochauflösendes Richtungsspektrum nach Capon (1969) berechnet:

$$E'(\underline{k}) = \left[ \sum_{j,l} \{a_{j,l}\}^{-1} e^{i \underline{k} \cdot (\underline{x}_j - \underline{x}_l)} \right]^{-1}$$

Hierin ist  $\{a_{jl}\}^{-1}$  die inverse Matrix der komplexen Kohärenzen. Dieses hochauflösende Richtungsspektrum zeigt im Fall stabiler Signale eindeutigere Energiespitzen als das konventionelle Richtungsspektrum. Daher werden in den folgenden Abbildungen nur die Ergebnisse dieser Methode dargestellt. Die mit der konventionellen Methode berechneten Werte sind jedoch in allen Fällen sehr ähnlich.

Wegen der begrenzten Anzahl der Meßstationen treten in den Richtungsspektren gelegentlich Nebenmaxima auf, deren Elimination jedoch mit Hilfe des sog. Array Response Patterns

$$R(k) = \left| \frac{1}{M} \sum_j e^{i k \cdot x_j} \right|^2$$

möglich ist. Dieser gibt an, wie das Array auf eine Welle mit Wellenzahl  $k = 0$  reagieren würde. Die hier beobachteten Nebenmaxima treten dann in den Richtungsspektren an entsprechender Stelle relativ zum Hauptmaximum auf. Je mehr Meßstationen vorhanden sind, desto weniger Nebenmaxima treten auf und desto geringer ist deren Amplitude.

## 6.2 Schwankungen mit einer Periode von 60 Tagen

### (a) Phasenausbreitung und Energieverteilung

Bei der Periode von 60 Tagen liegt der Großteil der kinetischen Energie an allen Stationen in der küstenparallelen Stromkomponente, die im Folgenden auch nur für die Wellenberechnungen benutzt wird. Die Ergebnisse der Wellenzahlenabschätzungen mit der Stationspaarmethode ist in Abb. 6.1 dargestellt. Die küstennahen Stationen M3 und M5, die bei dieser Periode kein starkes Signal aufweisen und deren Phasen mit den anderen Stationen zusammen kein konsistentes Bild ergeben, sind bei diesen Berechnungen nicht berücksichtigt. Für die Stationen M1, M2, M4 und M6 ergibt sich eine mittlere Wellenlänge von 349 km bei einer Phasenausbreitung nach  $279^\circ$ . Die Streuung innerhalb der einzelnen Abschätzungen ist groß, was nicht ver-

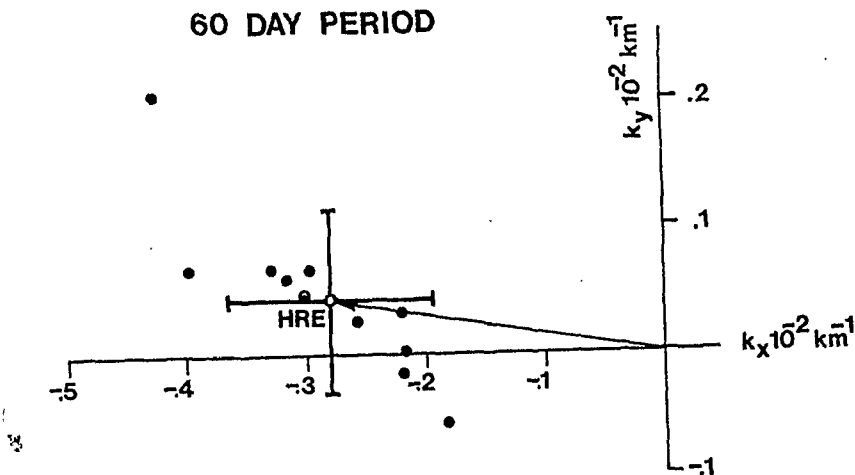


Abb. 6.1.: Wellenzahlendiagramm für die Stromschwankung von 60 Tagen Periode aus der Stationspaarmethode.  
HRE = Ergebnis des Richtungsspektrums (Abb. 6.2).

wunderlich ist, da das Verankerungsarray eine schlechte Auflösung in Ost-West-Richtung hat. Außerdem sind die Abschätzungen der Phasen bei der spektralen Berechnung bei nur 3 Freiheitsgraden mit großen Fehlern behaftet.

Das hochauflösende Richtungsspektrum aus den Querspektren der  $v$  - Komponenten der gleichen Stationen sowie der Array-Response-Pattern ( $k = 0$ ) sind in Abb. 6.2 gezeigt. Das Energie-maximum befindet sich bei einer Wellenlänge von 347 km und zeigt eine Phasenausbreitung nach  $276^\circ$  an. Dies steht in guter Übereinstimmung mit dem Mittelwert aus der Stationspaarmethode (Abb. 6.1).

An dieser Stelle sei daran erinnert, daß der nördliche Somalwirbel nach dem zweiten Einsatz des Südwestmonsuns mit ca. 5 cm/s Geschwindigkeit auf die Küste zu wandert. Dieser Wert ist ähnlich der Phasengeschwindigkeit von 6.7 cm/s, die sich aus dem Richtungsspektrum für die Stromschwankung von 60 Tagen ergibt. Man könnte daher vermuten, daß dieses Ergebnis primär durch den Response des Ozeans auf den Monsuneinsatz hervorgerufen wird und nichts oder wenig mit einer Welle

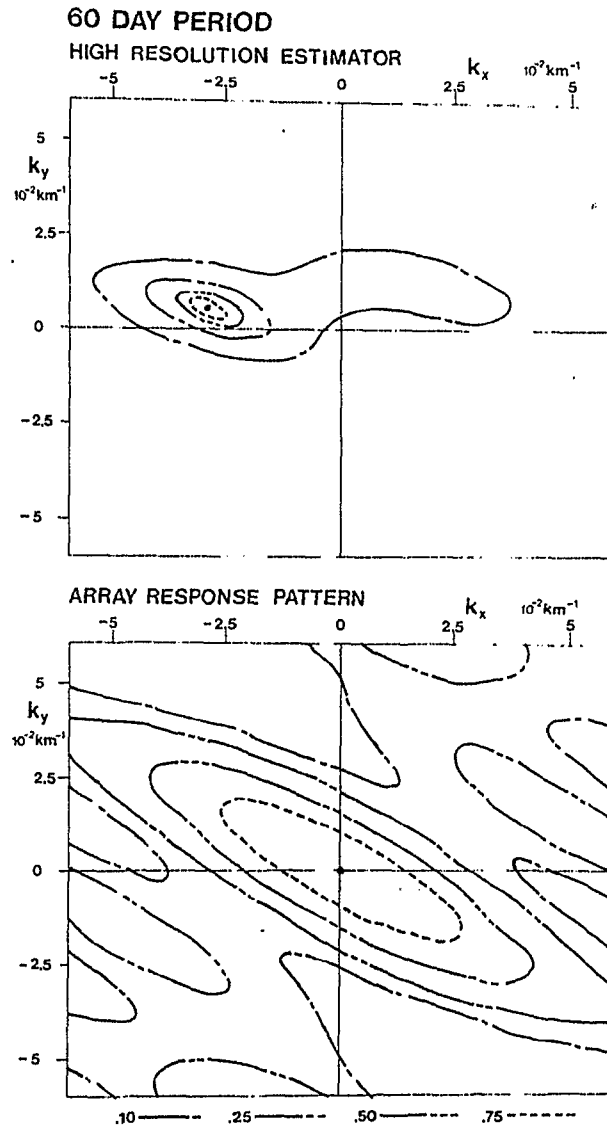


Abb. 6.2.: Hochauflösendes Richtungsspektrum der  $v$  - Komponente der Strömungen an den Verankerungen M1, M2, M4 und M6 in 130 m Tiefe für die Periode von 60 Tagen. Unteres Bild: Array Response Pattern.

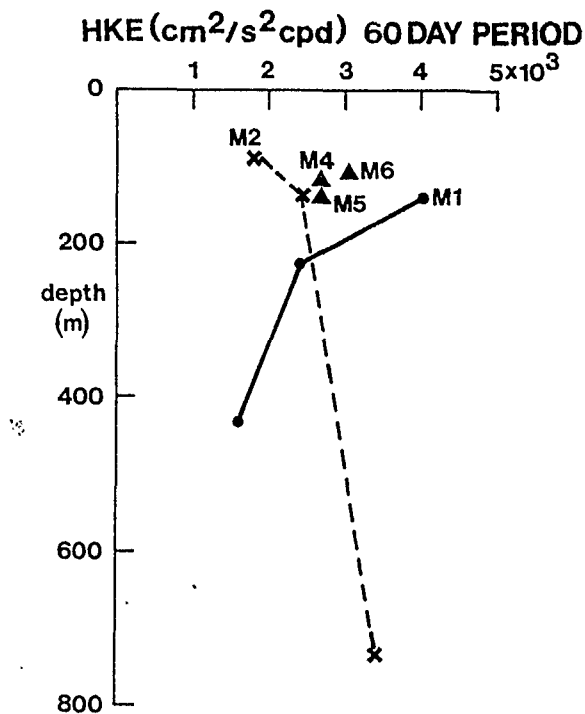


Abb. 6.3.: Horizontale kinetische Energie bei der Periode von 60 Tagen.

von 60 Tagen Periode zu tun hat.

Eine Analyse des ersten Teils der Zeitserien ohne die Zeit des Monsuneinsatzes bringt jedoch im wesentlichen das gleiche Ergebnis. Bei größerer Streuung ist die Phasenausbreitung nach  $279^\circ$  und die Wellenlänge 478 km. Damit kann eine wesentliche Verfälschung der Ergebnisse durch den Monsuneinsatz ausgeschlossen werden.

Die Verteilung der horizontalen kinetischen Energie für die Stromschwankung mit 60 Tagen Periode an allen Stationen und Tiefenebenen ist in Abb. 6.3 gezeigt. Die Streuung der Werte in der 130 m-Ebene ist gering, der größte Wert liegt bei M1 im Süden vor. Mit zunehmender Wassertiefe nimmt die Energie bei M1 ab, bei M2 dagegen zu. Die vertikalen Phasenunterschiede zwischen den Geräten in M1 und M2 zeigen in keiner Kombination

eine gegenphasige Beziehung auf, was auf eine barokline Modalstruktur hinweisen würde. Alle Phasenunterschiede sind nicht signifikant von Null verschieden.

### (b) Interpretation

Die vertikale Energie- und Phasenverteilung deutet darauf hin, daß es sich bei dieser Stromschwankung von 60 Tagen Periode um eine barotrope Welle handelt. Dieser Schluß wird durch die Struktur der Temperaturschwankungen bestätigt (Abb. 6.4). Die Richtungsspektren aus den Querspektren der Temperaturen weisen bei 60 Tagen Periode nur eine Energiespitze bei  $k = 0$  auf. Es liegt also keine organisierte Phasenausbreitung vor, wie man es bei einer baroklinen Welle erwarten würde.

Die geringe Phasengeschwindigkeit von nur 7 cm/s schließt äquatoriale Wellen als Interpretation dieser Schwankungen aus, dagegen erfüllen die beobachteten Werte für Wellenlänge und Periode nahezu die Dispersionsrelation für barotrope Rossbywellen:

$$\omega_0 = \beta k_x / (k_x^2 + k_y^2 + \frac{1}{r_0^2})$$

Hierin ist  $r_0$  der barotrope Rossbyradius der Deformation und  $\beta$  die Änderung des Coriolis-Parameters mit der geographischen Breite. Der Term  $1/r_0^2$  ist in diesem Fall gegen die Wellenzahl zu vernachlässigen. Für einen Wert von  $\beta$  bei  $6^\circ$  N ergibt sich bei einer Periode von 60 Tagen eine Wellenlänge von 335 km, in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen. (Abb. 6.1 und 6.2).

Eine Abschätzung der Vertikalamplitude einer barotropen Rossbywelle

$$\eta_0 = f v_0 / g k_x$$

mit  $v_0 = 15$  cm/s,  $f = 1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  und  $k_x = 1.8 \times 10^{-7} \text{ cm}^{-1}$  ergibt  $\eta_0 = 1.3$  cm. Der Bodentemperatur-Druckpegel bei M5 (Abb. 6.5) zeigt eine Amplitude von 1.4 cm für eine Periode

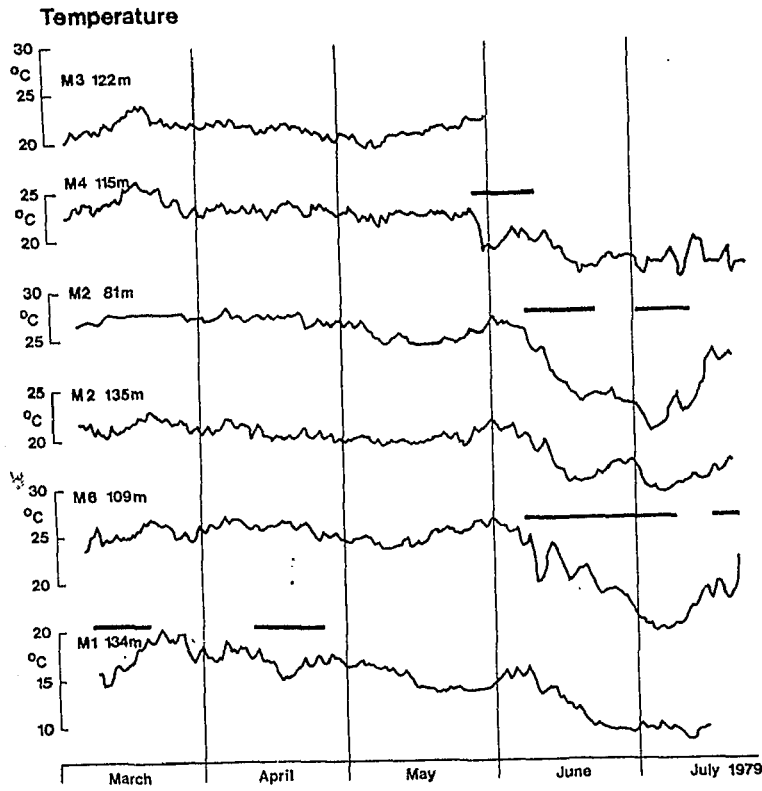


Abb. 6.4.: Zeitserien der Temperatur an verankerten Geräten in der 130 m-Ebene. Horizontalbalken zeigen Zeiten starker Verankerungsbewegungen und damit unsicherer Temperaturmessungen an.

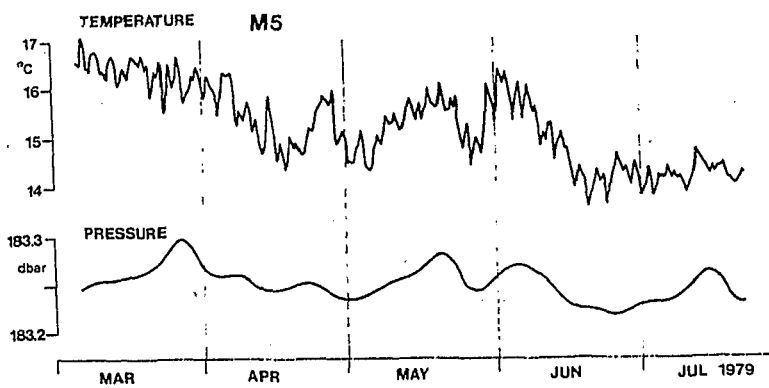


Abb. 6.5.: Zeitserien von Druck und Temperatur am Bodenpegel in Verankerung M5.

von zwei Monaten an, wiederum in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen.

Bei einer Rossbywelle, die auf die Küste zu wandert, sollten die küstenparallele Stromkomponente und die Vertikalelevation  $90^\circ$  außer Phase sein. Beobachtet wird eine Phase von  $127^\circ$  bei M5, was wegen der großen Konfidenzgrenzen nicht signifikant von  $90^\circ$  verschieden ist.

Alle oben genannten Argumente zeigen, daß die beobachtete Stromschwankung von zwei Monaten Periode als barotrope Rossbywelle interpretiert werden kann.

### 6.3 Stromschwankungen mit 30 Tagen Periode

Stromschwankungen mit 30 Tagen Periode sind eindeutig in den Vektordiagrammen der Strömungen zu erkennen (Abb. 5.13). Wie schon bei der 60 Tage Welle liegt der Hauptanteil der kinetischen Energie in der küstenparallelen Stromkomponente. Bei der Analyse dieser Schwankungen in der 130 m-Ebene können jetzt auch die Stationen M5 auf dem Schelf und M3 über 500 m Wassertiefe einbezogen werden. Da die Zeitserie von M3 frühzeitig endet (Tabelle 5.1), wurde sie für die Spektralanalyse mit Nullen aufgefüllt.

Das Wellenzahlendiagramm aus der Stationspaarmethode für die 30 Tage Periode ist in Abb. 6.6 dargestellt. Trotz großer Streuung der Werte liegt eindeutig eine Wellenausbreitung nach Südwesten, d.h. parallel zur Küste, vor. Die Abschätzung aus den Phasen zwischen Geräten aus dem nördlichen Teil des Arrays ergeben kürzere Wellenlängen als die aus dem südlichen Teil. Die Werte mit positiver Wellenzahlenkomponente  $k_x$  stammen aus der Verwendung des Stationspaares M3-M4 aus dem Norden des Arrays, das nur einen geringen Abstand in küstenlängsrichtung hat und daher wegen der großen relativen Unsicherheit bei der Phase große Fehler bewirkt.



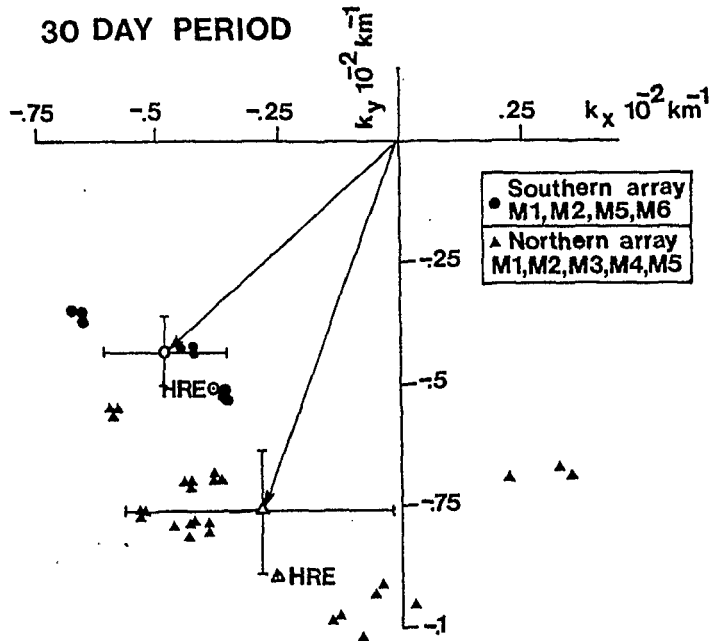


Abb. 6.6.: Wellenzahlendiagramm für die Stromschwankung mit einer Periode von 30 Tagen nach der Stationspaarmethode. HRE = Ergebnisse der Richtungsspektren (Abb.6.7)

Zum selben Ergebnis wie die Stationspaarmethode führt auch das hochauflösende Richtungsspektrum. Die Verwendung aller Phaseninformationen vom gesamten Array führt zu keiner scharfen Energiespitze im Spektrum, getrennte Berechnungen für den nördlichen und südlichen Teil (Abb. 6.7) geben jedoch eine Wellenlänge von 108 km bei einer Phasenausbreitung nach  $196^\circ$  im Norden sowie 157 km und  $217^\circ$  im Süden. Beide Werte liegen innerhalb der Fehlergrenzen der Werte aus der Stationspaarmethode.

Wegen der Anordnung der Verankerungen ist die Wellenlänge einer sich parallel zur Küste ausbreitenden Welle offensichtlich besser bestimmt als deren Ausbreitungsrichtung. Die unterschiedlichen Richtungen im Norden und Süden des Arrays können daher als konsistent mit einer Phasenausbreitung parallel

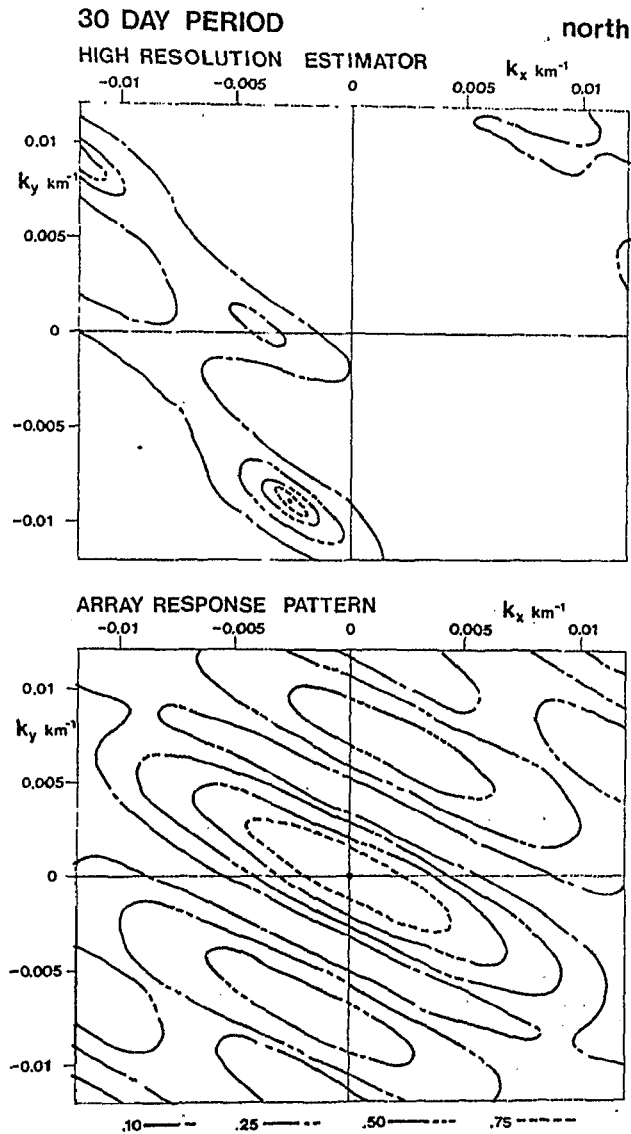


Abb. 6.7.a.: Hochauflösendes Richtungsspektrum der v-Komponente der Strömungen im nördlichen Teil des Arrays (M2,M3,M4,M5 und M6). 30 Tage Periode, Geräte der 130 m-Ebene wurden benutzt.

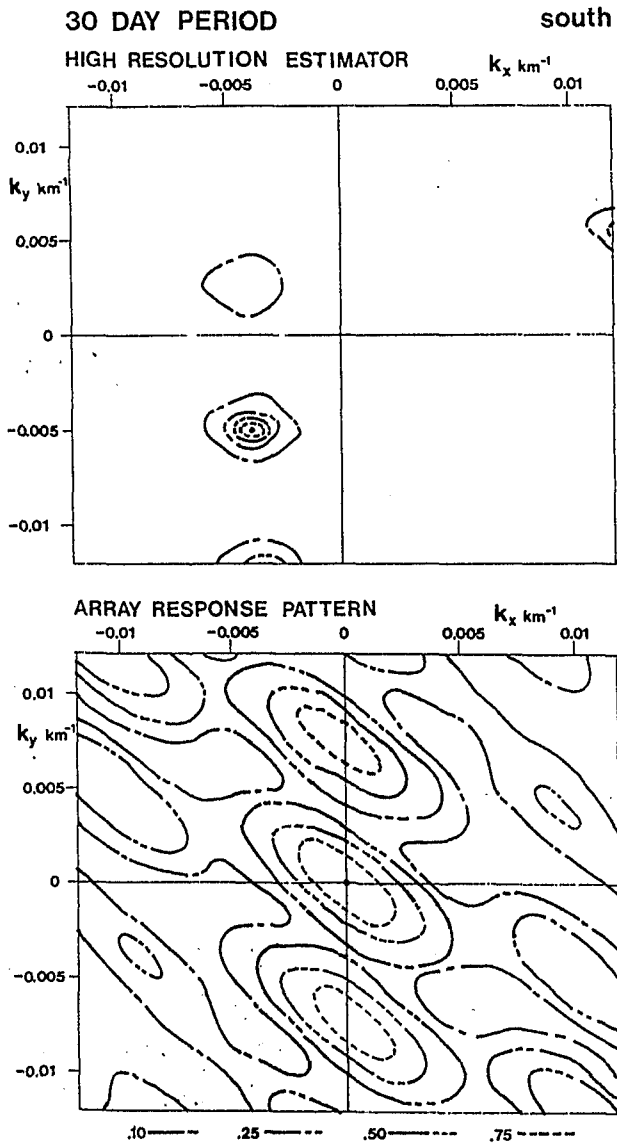


Abb. 6.7.b.: Wie a), südlicher Teil des Arrays (M1, M2, M5 und M6)

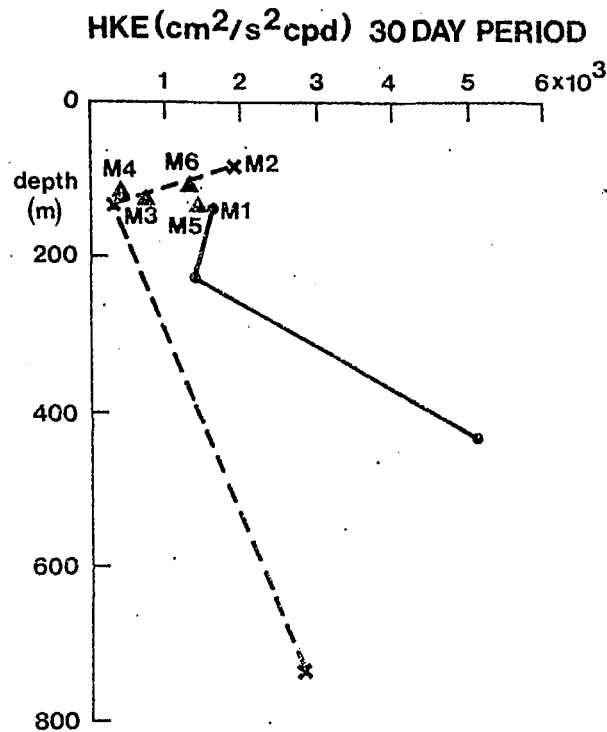


Abb. 6.8.: Horizontale kinetische Energie bei der Periode von 30 Tagen.

zur Küste nach Südwesten angesehen werden.

Die horizontale kinetische Energie der Stromschwankungen mit 30 Tagen Periode ist in Abb. 6.8 dargestellt. Die Energiewerte an den oberen Geräten lassen sich innerhalb ihrer Fehlergrenzen nicht signifikant voneinander unterscheiden. Die Zunahme der Energie mit zunehmender Wassertiefe bei M1 und bei M2 läßt Bodenintensivierung der Welle vermuten.

In der 130 m-Ebene treten die geringsten Energien bei M4 und M2 auf, also über 1000 m bis 1500 m Wassertiefe. Auf dem Schelf (M5) und über der Tiefseekuppe (M6) in größerer Küstenentfernung ist die Energie dagegen höher. Die Stromellipse bei M6 dreht entgegen dem Uhrzeigersinn während auf dem Schelf der Drehsinn im Uhrzeigersinn ist. Eine mögliche Erklärung dieser

Beobachtung ist, daß in der Stromkomponente quer zur Küste ein Knoten über dem Kontinentalabhang vorliegt.

Die vertikalen Phasenunterschiede zwischen den Geräten an Stationen M1 und M2 sind nicht signifikant von Null verschieden, was auf eine barotrope Natur dieser Welle hinweist. Ebenso ergeben die Richtungsspektren aus den Querspektren der Temperaturzeitserien nur eine Energiespitze bei  $k = 0$ , was diese These unterstützt.

Man sollte annehmen, daß eine Welle mit nur 5 cm/s Phasengeschwindigkeit, die parallel zur Küste wandert, von den Änderungen der mittleren Strömungen stark beeinflusst sein sollte. Die Beobachtungen zeigen jedoch keine Veränderungen der Welle mit 30 Tagen Periode während des Meßzeitraums. Auf der anderen Seite scheint auch kein einfaches Doppler-Verschiebungsproblem vorzuliegen, da der mittlere Strom in Küstennahe eine starke vertikale Stromscherung aufweist. An der Oberfläche fließt er nach Norden während er unterhalb von etwa 150-200 m Tiefe im Unterstrom nach Süden fließt. Eine Modellinterpretation dieses Wellentyps steht noch aus.

## 7. Schlußbemerkungen und Ausblick

Das Hauptziel von INDEX und der vorliegenden Untersuchung war es, einen besseren Einblick in die Dynamik des Somalistroms und seines Responses auf den Einsatz des Südwestmonsuns zu erhalten. Die räumlichen und zeitlichen Skalen der Stromumkehr wurden abgeschätzt. Es zeigte sich, daß das historische Bild einer Stromumkehr nach den Monsuneinsatz entlang der gesamten Somaliküste stark vereinfacht ist. Stattdessen entwickelt sich der Somalistrom, zumindest im Falle des doppelten Monsuneinsatzes 1979, in einer Folge von vier Schritten, die durch relativ kurze Zeitskalen von weniger als 10 Tagen gekennzeichnet sind. Zwischen diesen Phasen schneller Änderung liegen Perioden von einem bis zwei Monaten, in denen sich die Zirkulation nur wenig ändert.

Der direkte Einfluß des monsunalen Windfeldes auf den Ozean scheint auf die oberen 100 m bis 200 m der Wassersäule beschränkt zu sein. Eine Ausnahme bildet der nördliche Somaliwirbel, der einen Response bis in ca. 1000 m Tiefe zeigt. Außerhalb dieses Gebietes sind in mittleren Tiefen mesoskalige Wirbel und langperiodische wellen dominant, die in einer Entfernung von mehr als  $4^{\circ}$  vom Äquator die Eigenschaften von nicht-äquatorialen Wellen haben.

Neben der Fülle neuer Erkenntnisse, die durch das Indische Ozean Experiment gewonnen wurden und die zu einem völlig neuen Verständnis vom Somalistrom führten, bleibt eine Reihe von ungelösten Problemen, die während INDEX nicht angesprochen wurden. Zusätzlich werden durch die neuen Entdeckungen, wie z.B. der Zwei-Wirbel-Struktur und der küstennahen Unterströme, aber auch neue Fragen aufgeworfen, auf die im Folgenden kurz eingegangen werden soll.

Entlang des Kontinentalabhangs und am Äquator wurden während INDEX Unterströme entdeckt, die durch Vertikalskalen von we-

nigen hundert Metern und Breiten von etwa 100 km gekennzeichnet sind. In Zeitskalen von Tagen bis mehreren Monaten sind diese Unterströme nicht von der Oberflächenzirkulation beeinflusst. Schwankungen mit noch längeren Perioden werden jedoch in den nur vier Monate langen Meßzeitreihen von INDEX nicht aufgelöst. Von Messungen mit verankerten Geräten über Zeiträume von ein bis mehreren Jahren am Äquator (Luyten et al., 1980) und vor der Somaliküste (Schott und Quadfasel, in Vorbereitung) wird erhofft, einen besseren Einblick in die Struktur und Variabilität und in die Ursachen dieser Unterströme zu bekommen.

Die Bedeutung des küstenparallelen Unterstroms am Äquator für den Austausch von Wärme und Salz zwischen der nördlichen und der südlichen Hemisphäre wurde anhand der INDEX-Beobachtungen nachgewiesen. Um zu einer quantitativen Abschätzung der Transporte zu kommen, müßten aber auch hier Messungen über einen längeren Zeitraum durchgeführt werden, als es während INDEX möglich war.

Eine zweite Frage, die mit Hilfe der langjährigen Strommessungen vor Somalia zumindest teilweise beantwortet werden könnte, ist die nach dem Response auf den Einsatz des NE-Monsuns. Das einzige Modell, das den gesamten Jahreszyklus der Monsunwinde benutzt, sagt eine Phasenverzögerung von 30-40 Tagen voraus (Cox, 1970). Auch die aus historischen hydrographischen Daten abgeschätzten Strömungen zeigen eine Stromumkehr im nördlichen Teil des Somalistroms erst ein bis zwei Monate nach dem Monsuneinsatz. Im äquatorialen Bereich dagegen erfolgt die Stromumkehr einen Monat früher. Daraus läßt sich schließen, daß die Umkehr des Somalistroms nicht so einfach abläuft, wie in historischer Sicht angenommen. Ein großangelegtes Feldexperiment ähnlich INDEX wäre aber nötig, um diese Aussage zu testen.

Aber auch in der Zirkulationsentwicklung im SW-Monsun gibt es noch ungeklärte Fragen. So sind z.B. die Ursachen für den

Zusammenbruch des Zwei-Wirbel-Systems im späten SW-Monsun bisher unbekannt. Dieser könnte durch eine Vertiefung des Somali-Stroms am Äquator hervorgerufen werden, die die Position des südlichen Auftriebsgebietes nach Norden verlagern würde (Anderson und Moore, 1979). Ebenso könnte dieser Zusammenbruch aber auch durch Veränderungen des Windfeldes oder durch äquatoriale oder nicht-äquatoriale Wellen ausgelöst werden. Diese verschiedenen Möglichkeiten werden zur Zeit untersucht (Schott und Quadfasel, in Vorbereitung).

Die Frage nach einer möglichen Wechselwirkung von äquatorialen und nicht-äquatorialen Wellen ist bisher ebenfalls nicht geklärt. Ebenso wie vor der Somaliküste liegen am Äquator Stromschwankungen mit Perioden von 30 und 60 Tagen vor (Luyten, persönliche Mitteilung).

Ein weiteres Problem, das während INDEX nicht angesprochen wurde, betrifft den Wärmehaushalt des Arabischen Meeres und die Rückwirkung des Ozeans auf die Atmosphäre. Im SW-Monsun wird die oberflächennahe Schicht des Meeres nördlich des Äquators von etwa  $28^{\circ}\text{C}$  auf weniger als  $25^{\circ}\text{C}$  abgekühlt. In einer groben Abschätzung der Wärmebilanz wiesen Düing und Leetmaa (1980) die Bedeutung des Auftriebs gegenüber dem advektiven Wärmetransport aus der südlichen Hemisphäre und den Wärmeaustausch mit der Atmosphäre nach. Die während INDEX 1979 vor der Somaliküste durchgeführten Messungen und die jetzt vorliegenden detaillierten Kenntnisse über die Entwicklung des Windfeldes können zu einer besseren Abschätzung der Wärmebilanz im nordwestlichen Indischen Ozean führen.



## 8. Literaturverzeichnis

- Anderson, D.L.T. (1980): The Somali Current, Ocean Modelling, 34, 6-8. (unveröffentlichtes Manuskript)
- Anderson, D.L.T. und D.W.Moore (1979): Cross-equatorial jets with special relevance to very remote forcing of the Somali Current. Deep-Sea Res., 26, 1-22.
- Anderson, D.L.T. und P.B.Rowlands (1976): The Somali Current response to the southwest monsoon: the relative importance of local and remote forcing. J. Mar. Res., 34, 395-417.
- Beatty, W.H., J.G.Bruce und R.H.Guthrie (1981): Circulation and oceanographic properties in the Somali Basin as observed during the 1979 southwest monsoon. Naval Oceanogr. Cffice, Techn. Rep. TR 258, 76.S.
- Brown, O.B., W.Düing und R.Evans (1979): Physical oceanographic observations made aboard R/V Columbus Iselin off the Somali coast during 1979. Univ. of Miami Techn. Rept. TR-79-5 (unveröffentlichtes Manuskript).
- Bruce, J.G. (1968): Comparison of near-surface dynamic topography during the two monsoons in the western Indian Ocean. Deep-Sea Res., 15, 665-667.
- Bruce, J.G. (1970): Notes on the Somali Current system during the southwest monsoon. J. Geophys. Res., 75, 4170-4173.
- Bruce, J.G. (1973): Large-scale variations of the Somali Current during the southwest monsoon, 1970. Deep-Sea Res., 20, 837-846.
- Bruce, J.G. (1979): Eddies off the Somali coast during the southwest monsoon. J. Geophys. Res., 84, 7742-7748.
- Bruce, J.G., M.Fieux und J. Gonella (1981): A note on the continuance of the Somali eddy after the cessation of the SW-monsoon. Oceanol. Acta, 4, 7-9.

- Bruce, J.G., D.R.Quadfasel und J.C.Swallow (1980): Somali eddy formation during the commencement of the southwest monsoon, 1978. J. Geophys. Res., 85, 6654-6660.
- Bruce. J.G. und G.H.Volkman (1969): Some measurements of current off the Somali coast during the northeast monsoon. J. Geophys. Res., 74, 1958-1967.
- Cane, M.A. (1979a): The response of an equatorial ocean to simple wind stress patterns: I. Model formulation and analytic results. J. Mar. Res., 37, 233-252.
- Cane, M.A. (1979b): The response of an equatorial ocean to simple wind stress patterns: II. Numerical results. J. Mar. Res., 37, 253-299.
- Cane, M.A. (1980): On the dynamics of equatorial currents, with special application to the Indian Ocean. Deep-Sea Res., 27, 525-544.
- Capon, J. (1969): High resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. Proc. IEEE, 57, 1408-1418.
- Cox, M.D. (1970): A mathematical model of the Indian Ocean. Deep-Sea Res., 17, 45-75.
- Cox, M.D. (1976): Equatorially trapped waves and the generation of the Somali Current. Deep-Sea Res., 23, 1139-1152.
- Cox, M.D. (1979): A numerical study of Somal Current eddies. J. Phys. Oceanogr., 9, 311-326.
- Crozet, P., M.Debois, A.Semery und P.Sitbon (1979): Champs de vent déduits des déplacements des nuages mesurés à partir d'images successives du satellite géostationnaire GEOS I.O. au-dessus de l'Océan Indien du 16 Mai au 7 Juillet 1979. Tech. Rept. 97, Lab. de Météorol. Dyn., Paris.

- Deutsches Hydrographisches Institut (1960): Monatskarten für den Indischen Ozean. Publ. Nr. 2422, Hamburg.
- Dietrich, G. und J.Ulrich (1968): Atlas zu Ozeanographie. Bibl. Inst. Mannheim, 76 S.
- Düing, W. (1977): Large-scale eddies in the Somali Current. Geophys. Res. Letters, 4, 155-158.
- Düing, W. und D.R.Johnson (1972): High resolution current profiling in the Straits of Florida. Deep-Sea Res., 19, 259-274.
- Düing, W. und A.Leetmaa (1980): Arabian Sea cooling: A preliminary heat budget. J. Phys. Oceanogr., 10, 307-312.
- Düing, W., R.L.Molinari und J.C.Swallow (1980): Somali Current: Evolution of surface flow. Science, 209, 588-590.
- Düing, W. und F. Schott (1978): Measurements in the source region of the Somali Current during the monsoon reversal. J. Phys. Oceanogr., 8, 278-289.
- Düing, W. und K.-H. Szekiolda (1971): Monsoonal response in the western Indian Ocean. J. Geophys. Res., 76, 4181-4187.
- Evans, R.H. und O.B.Brown (1981): Propagation of thermal fronts in the Somali Current system. Deep-Sea Res., 28, 521-527.
- Fernandez -Partagas, J., G.Samuels und F.Schott (1980): Surface wind maps for the western Indian Ocean from January to September 1979. Univ. of Miami. Techn. Rept. TR-80-4, 143 S. (unveröffentlichtes Manuskript).
- Fieux, M. und H. Stommel (1977): Onset of the SW-monsoon over the Arabian Sea from marine reports of surface winds: Structure und variability. Mon. Wea. Rev., 105, 231-236.

- Fieux, M. und J.Gonella (1980): Equatorial measurements near 62° E. Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter, 4. (unveröffentlichtes Manuskript).
- Findlater, J. (1971): Mean monthly airflow at low levels over the western Indian Ocean. Geophys. Mem., 115, 53 S.
- Findlay, A.G. (1866): A directory for the navigation of the Indian Ocean. London, Richard Holmes Laurie, 1062 S.
- Hamon, B.V. (1967): Medium-scale temperature and salinity structure in the upper 1500 m in the Indian Ocean. Deep-Sea Res., 14, 169-181.
- Hastenrath, S. und P.J.Lamb (1979a): Climate Atlas of the Indian Ocean, Part I: Surface climate and atmospheric circulation. The Univ. of Wisconsin Press, Madison, 93 S.
- Hastenrath, S. und P.J.Lamb (1979b): Climate Atlas of the Indian Ocean. Part II: Oceanic Heat budget. The Univ. of Wisconsin Press, Madison, 93 S.
- Hellerman, S. (1967): An updated estimate of the windstress on the world ocean. Mon. Wea. Rev., 95, 607-627.
- Hellerman, S. (1968): Correction (of pp. 618-626, vol 95. no. 9), Mon. Wea. Rev., 96, 63-74.
- Hinton, B.B. und D.P.Wylie (1981): Upwelling in the Indian Ocean for May through July 1979. (zur Veröffentlichung eingereicht).
- Hoffmann, P. (1886): Reise S.M.Kr. MÖVE von Zanzibar nach Aden, topographische und hydrographische Untersuchungen auf derselben. Annln. Hydrogr. Berl., 14, 391-396.
- Hurlburt, H.E. und J.D.Thompson (1976): A numerical model of the Somali Current. J. Phys. Oceanogr., 6, 646-664.

- Isakov, I.S., V.V.Shuleikin und L.A. Demin. (1953): Morskoj Atlas, 2, Fiziko Geograficheskii. Glavnii Shtab Voenno-Morskikh Sil, Ministersvo Oboroni, S.S.S.R., 76 S.
- Katz, E.J. (1981): Dynamic topographie of the sea surface in the equatorial Atlantic. J. Mar. Res., 39, 53-63.
- Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (1952): Indische Ocean, Oceanografische en Meteorologische Gegevens. 2. Aufl., 135, 24 S.
- Koske, P.H. (1972): Hydrographische Verhältnisse im Persischen Golf auf Grund von Beobachtungen von F.S. "Meteor". Meteor Forsch. Erg., A11, 58-73.
- Krause, G. (1968): Struktur und Verteilung des Wassers aus dem Roten Meer im Nordwesten des Indischen Ozeans. Meteor Forsch. Erg., A41, 77-100.
- Leetmaa, A. (1972): The response of the Somali Current to the southwest monsoon of 1970. Deep-Sea Res., 19, 319-325.
- Leetmaa, A. (1973): The response of the Somali Current at 2° S to the southwest monsoon of 1971. Deep-Sea Res., 20, 319-325.
- Leetmaa, A., D.R.Quadfasel und D.Wilson (1981): The onset of the Somali Current during 1979: Development of flow field. (zur Veröffentlichung eingereicht)
- Leetmaa, A., H.T.Rossby, P.M.Saunders und D.Wilson (1980): Subsurface circulation in the Somali Current. Science, 209, 590-592.
- Leetmaa, A. und H. Stommel (1980): Equatorial current observations in the western Indian Ocean in 1975 and 1976. J. Phys. Oceanogr., 10, 258-269.
- Leetmaa, A. und V.Truesdale (1972): Changes in the currents in 1970 off the East African coast with the onset of the southwest monsoon. J. Geophys. Res., 77, 3281-3283.

- Lighthill, M.J. (1969): Dynamic Response of the Indian Ocean to the onset of the southwest monsoon. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A-265, 45-92.
- Luyten, J.R., M. Fieux und J.Gonella (1980): Equatorial currents in the Indian Ocean. Science, 209, 600-603.
- Luyten, J.R. und D. Roemmich (1981): Equatorial currents at semi-annual period in the Indian Ocean. (zur Veröffentlichung eingereicht).
- Luyten, J.R. und J.C.Swallow (1976): Equatorial undercurrents. Deep-Sea. Res., 23, 999-1001.
- Mas'udi, El (947): Meadows of gold and mines of gems. Vol. I, übersetzt vom Arabischen ins Englische von A.Sprenger, 1841. London.
- Molinari, R.L., J.C.Swallow und J.G.Bruce (1981): The onset of the Somali Current during 1979: Development of near surface water mass distributions (zur Veröffentlichung eingereicht).
- Munk, W.H. (1950): On the wind-driven ocean circulation. J. of Meteorology, 7, 79-93.
- O'Brien, J.J. und H.E.Hurlburt (1974): Equatorial jet in the Indian Ocean: Theory. Science, 184, 1075-1077.
- Philander, S.G.H. und R.C.Pacanowski (1980): The generation of equatorial currents. J. Geophys. Res., 85, 1123-1136.
- Puff, A. (1890): Das kalte Auftriebswasser an der Ostseite des Nordatlantischen und der Westseite des Nordindischen Ozeans. Dissertation Univ. Marburg, 99 S.
- Quadfasel, D.R. (1980): Measurements of current and temperature profiles during INDEX 1979, R.R.S. DISCOVERY. IOS Data Kept., 20, 83 S. (unveröffentlichtes Manuskript).

- Regier, L. (1978): Short spatial and temporal scales in the Somali Current. INDEX occ. notes, 10. (unveröffentlichtes Manuskript)
- Regier, L. und H. Stommel (1976): Trajectories of INDEX surface drifters. INDEX occ. notes, 5. (unveröffentlichtes Manuskript).
- Roffer, C., K. Callery, R.L. Molinari und A. Leetmaa (1981): Observations from the NOAA ship RESEARCHER during INDEX, 1979. NOAA Techn. Memo. (in Vorbereitung).
- Ruddick, B.R. und J.S. Turner (1979): The vertical length scale of double diffusive intrusions. Deep-Sea Res., 26, 903-913.
- Saunders, P.M. (1980): CTD Data from the western equatorial Indian Ocean, 10 May - 6 July 1979, DISCOVERY cruise 102, IOS Data Rep., 23, 142 S (unveröffentlichtes Manuskript).
- Schott, F. (1976): Über den "response des Indischen Ozeans auf den Monsunwechsel und das Indische Ozean Experiment. Meteor. Rundschau, 29, 133-141.
- Schott, F. (1977): On the energetics of baroclinic tides in the North Atlantic. Ann. Géophys., 33, 41-61.
- Schott, F. und J. Fernandez-Partagas (1981): The onset of the summer monsoon during the FGGE 1979 experiment off the East African coast: A comparison of wind data collected by different means. J. Geophys. Res., 86, 4173-4180.
- Schott, G. (1935): Geographie des Indischen und stillen Ozeans. Verlag Von C. Boysen, Hamburg, 413 S.
- Sharma, G.S. (1976): Transequatorial movement of water masses in the Indian Ocean. J. Mar. Res., 30, 102-111.

- Spain, P.S., D.L.Dorson und H.T.Rossby (1981): Pegasus: A simple acoustically tracked velocity profiler. (zur Veröffentlichung eingereicht).
- Swallow, J.C. (1979): Physical oceanographic studies in the western equatorial Indian Ocean. A contribution to the FGGE oceanographic programme. IOS cruise rep., 85, 53 S. (unveröffentlichtes Manuskript)
- Swallow, J.C. (1980): The Indian Ocean Experiment: Introduction. Science, 209, 588.
- Swallow, J.C. und J.R. Luyten (1976): Some observations of surface currents in the western Indian Ocean. Ocean Modelling, 1, 4.
- Swallow, J.C. und J.G.Bruce (1966): Current measurements off the Somali coast during the southwest monsoon of 1964. Deep-Sea Res., 13, 861-888.
- Szekiolda, K.-H. und P.E. La Violette (1970): Variations in detailed sea surface temperature structure along the Somali coast as defined by NIMBUS II HRIR data. (unveröffentlichtes Manuskript).
- Warren, B.A. (1966): Medieval Arab references to the seasonally reversing currents of the North Indian Ocean. Deep-Sea Res., 13, 167-171.
- Warren, B.A., H.Stommel und J.C.Swallow (1966): Water masses and patterns of flow in the Somali Basin during the southwest monsoon of 1964. Deep-Sea Res., 13, 825-860.
- Wilson, D. (1981): Currents and mass transport off the Somali coast during the SW monsoon, 1979. M.Sc. Thesis, Univ. of Miami, 139 S.



- Wilson, D., O.Brown und R.Evans (1979): Physical oceanographic observations made aboard R/V Columbus Iselin off the Somali coast during 1979, Part II: Hydrographic listings. Univ. of Miami Techn. Rept. TR-79-6. (unveröffentlichtes Manuskript).
- Wunsch, C. (1977): Response of an equatorial ocean to a periodic monsoon. J. Phys. Oceanogr., 7, 497-511.
- Wyrтки, K. (1971): Oceanographic Atlas of the Indian Ocean Expedition, NSF-IDOE-1, Wash. D.C., 531 S.
- Wyrтки, K. (1973): An equatorial jet in the Indian Ocean. Science, 181, 262-264.
- Wyrтки, K. (1975): Fluctuations in the dynamic topography in the Pacific Ocean. J. Phys. Oceanogr., 5, 450-459.

## Dank

Für die wissenschaftliche Betreuung dieser Arbeit und zahlreiche Diskussionen über die Interpretation des umfangreichen Datenmaterials bin ich Prof. Dr. Friedrich Schott zu besonderem Dank verpflichtet. Er ermöglichte es auch, daß ich im August 1980 an die Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science an der Universität Miami kommen konnte, wo der Großteil der vorliegenden Arbeit durchgeführt wurde.

Mein herzlicher Dank gilt auch Dr. John C. Swallow, der mich während meines zweijährigen Aufenthalts am Institute of Oceanographic Sciences, Wormley, mit dem Indischen Ozean vertraut gemacht hat und meine Teilnahme am Indischen Ozean Experiment an Bord der RRS DISCOVERY ermöglichte.

Die offenen Diskussionen unter den Mitgliedern des Indian Ocean Panels der SCOR WG47 und ihre Bereitschaft zum Informationsaustausch sollen ebenfalls hier hervorgehoben werden.

Unveröffentlichte Daten wurden mir freundlicherweise von J. Bruce, J. Luyten, J. Swallow und V. Truesdale zur Verfügung gestellt. Insbesondere aber danke ich Dr. A. Leetmaa für seine Kooperation und die Überlassung der äquatorialen Stromprofilmessungen von INDEX 1979.

Zum Schluß sei noch den Institutionen gedankt, die mich im Verlauf dieser Untersuchung finanziell unterstützt haben.

Es sind, in zeitlicher Reihenfolge: Deutscher Akademischer Austauschdienst (Bonn), Universität Kiel (GRAFÖG), Natural Environmental Research Council (England), National Science Foundation (USA) und Office of Naval Research (USA).

## Lebenslauf

Ich wurde am 28. November 1950 in Oldenburg i.O. geboren und besuchte von 1957 bis 1969 die Knabenschule und das Gymnasium in Varel, wo ich im Frühjahr 1969 das Abitur bestand. Nach verkürztem Wehrdienst fuhr ich für ein halbes Jahr als Decksmann zur See und begann im Sommersemester 1970 ein Studium der Physikalischen Ozeanographie an der Universität Kiel. Mit einer Arbeit über kleinskalige Vermischungsvorgänge in der oberflächennahen Deckschicht erhielt ich dort im Frühjahr 1977 nach 12 Studiensemestern das Diplom.

Im Sommer 1977 arbeitete ich für das Institut für Meereskunde Kiel und die UNESCO in Ostafrika an einem ozeanographischen Meßprogramm im Somalistrohm. Dieser Aufenthalt führte mich zur Problematik der Monsunzirkulation des Indischen Ozeans. Vom Herbst 1977 bis zum Sommer 1980 war ich mit einer kurzen Unterbrechung am Institute of Oceanographic Sciences, Wormley, tätig und nahm in dieser Zeit an der Indischen Ozean Expedition 1979 an Bord der RRS DISCOVERY teil. Die anschließende Datenaufbereitung und Interpretation habe ich am IOS begonnen und ab August 1980 an der Universität Miami, Florida, weitergeführt, an der ich zur Zeit auch beschäftigt bin.

Seit April 1979 bin ich mit meiner Frau Ulrike verheiratet und erfreue mich mit ihr an unseren beiden Kindern Lars und Kristina.